F 1578

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA GEOFIZICĂ

1

TOMUL 4

1966

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN SABBA ȘTEFĂNESCU, *redactor responsabil*; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, *redactor responsabil adjunct*; ACADEMICIAN G. ATANASIU; ACADEMICIAN TH. V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. ENESCU, *secretar științific de redacție.*

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la CARTIMEX, București, Căsuța poștală 134—135 sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa:

București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

F 1578

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 4, nr. 1 — 1966

MUSZAKI KÖNYVTÁR

SUMAR

Pag.

Prof. dr. docent GHEORGHE PETRESCU 3

G. PETRESCU, E. PETERSCHMITT, C. RADU, G. PURCARU şi ŞT. LASCU, Soluţiile planului de falie şi starea de tensiuni în focarele cutremurelor adînci din Europa. I. 7

R. CIOCÂRDEL şi AL. ESCA, Încercare de sinteză a datelor cu privire la mişcările verticale recente ale scoarţei terestre în România 19

T. IOSIF, Spectrele undelor seismice ale cutremurelor de mică adîncime de la curbura Carpaţilor 47

C. RADU, Asupra determinării magnitudinii cutremurelor normale din România 73

C. RADU, Contribuţii la studiul cutremurului din 1962.XI.9 (Vrancea) . . 81

G. PURCARU, Unele probleme ale cutremurelor din Vrancea şi ale replicilor lor 87

VALERIA WINTER şi MAGDA CAZAN-CORBASCA, Asupra concentraţiei nucleelor de condensare. I 101

SABBA ŞTEFĂNESCU şi MIRCEA RĂDULESCU, Modele electrometrice de medii α bidimensionale. Soluţii cu singularităţi polare liniare. II 107

A. LUNGU, Contribuţii la prospectarea zăcămintelor de uraniu . . . 113

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P 1–250 BUCUREŞTI, 1966

Pag.

LIVIU COJOCARIU şi MIHAIL IANĂŞ, Asupra determinării densităţii din datele carotajului gamma-gamma 125

* * * Buletin seismic al staţiilor seismice din Republica Socialistă România : Bucureşti, Cîmpulung, Bacău, Focşani, Iaşi, 1961 131

NOTE ŞI INFORMAŢII

C. RADU, Staţia seismică Bucureşti II 221

NICOLAE MÎNDRESCU, Microraionarea seismică a oraşului Bacău . 229

NICOLAE MÎNDRESCU, Asupra microraionării seismice a oraşului Bîrlad 237

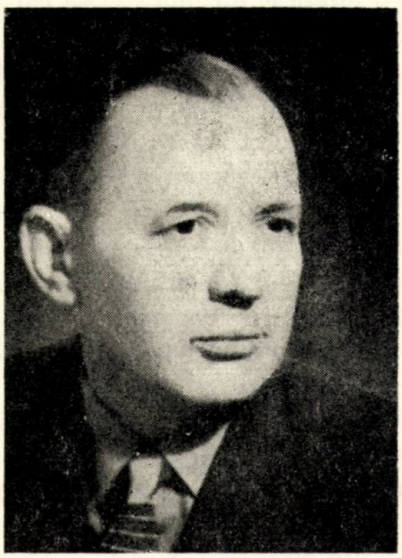
G. ATANASIU, Colocviul de magnetismul rocilor şi paleomagnetism de la Potsdam (28—30 octombrie 1965) 245

G. ATANASIU, Reuniunea de la Varşovia pentru realizarea hărţilor magnetice unitare ale ţărilor socialiste din estul şi sud-estul Europei . . . 247

PROF. DR. DOCENT GHEORGHE PETRESCU
(1905 — 1965)

În ziua de 25 iulie 1965 a încetat din viaţă G. Petrescu, eminent profesor şi om de ştiinţă.

S-a născut la 13 septembrie 1905 în oraşul Brăila unde a urmat şi cursurile liceului. În 1926 se înscrie la Facultatea de ştiinţe din Bucureşti, Secţia matematici, pe care a absolvit-o în 1929, obţinînd titlul de licenţiat în ştiinţe matematice, iar în 1939 îşi susţine teza de doctor în ştiinţe matematice la Facultatea de ştiinţe din Cluj.



În 1928, cînd era încă student, a început să lucreze ca observator-calculator la Observatorul astronomic din Bucureşti. Datorită calităţilor sale deosebite şi marii puteri de muncă, a reuşit ca, trecînd prin toate treptele ierarhiei ştiinţifice şi didactice, să ocupe funcţii de mare răspundere: şef al Secţiei de seismologie şi şef al Catedrei de geofizică la Facultatea de fizică. În rezolvarea problemelor ridicate de munca ştiinţifică şi didactică,

prof. G. Petrescu s-a distins prin siguranță, consecvență și dragoste de muncă.

Activitatea sa cuprinde două domenii de cercetare: astronomia și seismologia. Și-a început activitatea întîi ca astronom iar din 1941, după ce a luat ființă Stația seismică București, a început să lucreze și în domeniul seismologiei.

Lucrările sale publicate relevă activitatea sa științifică variată și susținută. În astronomie, și anume în astrometrie, profesorul Petrescu a publicat în reviste de specialitate din țară și din străinătate, ca „Journal des Observateurs", „Astronomische nachrichten", un important număr de lucrări.

Remarcabile sînt rezultatele obținute de prof. G. Petrescu în studiul mișcării sateliților lui Jupiter. Cu ajutorul unui obturator construit de dînsul a făcut fotografii asupra planetei Jupiter de 0,1—0,2 s, de cîteva secunde asupra sateliților lui Jupiter, asupra stelelor fotografii de 15 min. Această tehnică depășea cu mult tot ce se realizase mai înainte în acest domeniu, fapt care a permis ca rezultatele obținute să se caracterizeze printr-o precizie cu totul deosebită.

Timp de trei ani a participat la lucrarea de mare însemnătate, pentru determinarea erorilor de diviziune ale cercurilor gradate ale cercului meridian. În cadrul celui de-al doilea An Polar Internațional (1932—1933) a participat la determinarea longitudinii Observatorului din București.

Istoria dezvoltării seismologiei românești este strîns legată și de activitatea organizatorică și științifică a profesorului G. Petrescu.

După trecerea în 1941 de la Serviciul astronomic la cel de seismologie, a început la acest serviciu o activitate de organizator dintre cele mai rodnice și mai temeinice. În perioada 1942—1944 a organizat patru stații seismice în țară, iar după 1951, cînd Observatorul din București a trecut sub auspiciile Academiei Republicii Socialiste România, a reinstalat stațiile distruse în timpul războiului și a instalat una nouă la Iași.

Cercetările sale s-au axat pe probleme specifice legate de existența focarului seismic adînc din Vrancea. Astfel a publicat o serie de lucrări importante privind poziția focarelor cutremurelor din România, structura scoarței terestre, ariile de intensitate macroseismică, seismicitatea teritoriului României, mecanismul cutremurelor de pămînt, aparatura seismică etc.

Merită subliniat faptul că prof. G. Petrescu a adus un aport substanțial la coordonarea, sistematizarea, prelucrarea și difuzarea datelor seis-

mice la majoritatea serviciilor seismice din lume. A contribuit astfel la dezvoltarea relațiilor internaționale în domeniul cercetărilor seismologice și la creșterea prestigiului științific al țării noastre.

Prof. G. Petrescu a fost membru al Uniunii Internaționale de Seismologie, membru al Comisiei Europene de Seismologie, secretar al Comitetului național român de geodezie și geofizică. El a reprezentat de nenumărate ori Academia Republicii Socialiste România la reuniuni și congrese internaționale de seismologie, făcînd cunoscut în largi foruri internaționale activitatea de cercetare românească în domeniul seismologiei.

Prof. G. Petrescu a avut și o remarcabilă activitate didactică de 27 de ani la diverse instituții de învățămînt. Profesor din 1938 pînă în 1946 la Școala de ofițeri de aviație și la Școala de subingineri, a predat cursuri de algebră, analiză matematică, geometrie analitică și astronomie, iar din 1948 pînă în 1952 a predat cursurile de geometrie analitică, algebră și analiză matematică la Institutul de construcții din București.

Conferențiar de seismologie din 1950 la Facultatea de matematică și fizică din București, apoi profesor de astronomie și seismologie din 1955, a predat cursuri de astronomie, seismologie și prospecțiuni seismice.

A publicat o serie de cursuri, printre care amintim următoarele:

— *Curs de matematici generale, algebră superioară și analiză matematică* (tipărit); *Curs de matematici generale, analiză matematică* (litografiat);

— *Curs de astronomie* (litografiat în 1954—1955);

— *Curs de astronomie pentru studenții anului I de la Facultatea de geografie* (litografiat).

— *Curs de seismologie și seismometrie* (litografiat în 1952);

— *Curs de astronomie* (litografiat în 1948), ultimele două în colaborare cu prof. G. Demetrescu;

De asemenea G. Petrescu a mai publicat: *Cutremurele de pămînt* (1961) și *Astronomie elementară* (1963), ultima fiind premiată cu Premiul Ministerului Învățămîntului, și care s-au bucurat de o deosebită apreciere în rîndurile specialiștilor.

Exemplu de corectitudine și de modestie, prof. G. Petrescu a știut să se apropie de oameni și să-i îndrumeze. De aceea prin încetarea lui din viață Secția de seismologie a Centrului de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România nu a pierdut numai pe profesorul, pe conducătorul și îndrumătorul ei, ci și pe un bun prieten.

Devotamentul prof. G. Petrescu față de știință va fi un exemplu pentru cercetătorii Secției de seismologie; ei vor cinsti memoria sa ducînd mai departe opera căreia i-a consacrat aproape întreaga sa viață.

SOLUȚIILE PLANULUI DE FALIE ȘI STAREA DE TENSIUNI ÎN FOCARELE CUTREMURELOR ADÎNCI DIN EUROPA[1]. I

DE

G. PETRESCU [2], E. PETERSCHMITT [3], C. RADU [2], G. PURCARU [2] și ȘT. LASCU [4]

În prezent este cunoscut că se produc cutremure în cele mai diferite regiuni ale globului și că cele mai puternice și cele mai frecvente sînt asociate cu două zone majore — centura Circumpacifică și centura Himalaiană-alpină (India, Asia Centrală pînă în sudul Europei). Pentru diferite zone aparținînd acestor regiuni a fost obținut un mare număr de soluții ale mecanismului focal de către seismologii japonezi, sovietici, americani, canadieni etc.

Un interes deosebit prezintă studiul cutremurelor adînci ($h>60$ km) deoarece ne conduce la o serie de informații privind procesele tectonice de adîncime și legătura acestora cu structura de suprafață.

În lucrarea de față ne-am propus a studia mecanismul în focar pentru o serie de cutremure europene, oprindu-ne în special asupra cutremurelor adînci.

Lucrarea cuprinde două părți :

Partea I. Mecanismul cutremurelor adînci din Marea Tireniană.

Partea II. Mecanismul cutremurelor adînci din Mediterana orientală.

Studiul seismicității Europei a arătat că în Europa se produc cutremure adînci ($h>60$ km) în următoarele regiuni : Vrancea ($\varphi = 45{,}8°$ N ; $\lambda = 26{,}7°$ E), Marea Tireniană, Mediterana orientală, Spania și Marea Caspică.

---

[1]) Comunicare prezentată la „Reuniunea Comisiei Europene de Seismologie", septembrie 1964, Budapesta.

[2]) Centrul de cercetări geofizice, București, Str. Cuțitul de argint nr. 5.

[3]) Institut de Physique du Globe, Strassbourg, 38, Boulevard d'Anvers, France.

[4]) Universitatea din București, Facultatea de fizică, str. Academiei nr. 14.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1 P. 7–18, BUCUREȘTI, 1966

Mecanismul cutremurelor adînci din Vrancea a fost amănunţit studiat de seismologii români, iar rezultatele au fost comunicate într-o serie de lucrări.

În ceea ce priveşte cutremurele din celelalte regiuni există puţine studii în această direcţie. Un interes deosebit prezintă zona seismică a Mării Tireniene, unde se produc cutremure cu adîncime maximă $h = 450$ km. M. E. Peterschmitt în anul 1956 [1] a făcut un studiu detaliat asupra cutremurelor din această zonă şi a stabilit că ele se situează pe suprafaţa seismică calabreză S, care are caracterul unei suprafeţe de discontinuitate.

Stabilirea soluţiei planului de falie pentru aceste cutremure (pînă la 1 sept. 1965 au fost identificate 25 cutremure) va permite o analiză complexă a suprafeţei calabreze S, precum şi compararea arcului seismic al Mării Tireniene cu alte regiuni seismice.

Natura falierii şi starea de tensiuni în focarele cutremurelor din regiunea considerată s-au studiat cu aceeaşi metodă ca în lucrările noastre anterioare, adică folosind metoda lui Honda [2] cu dezvoltările făcute de Ritsema [3]. Soluţia a fost obţinută pe baza semnului primei mişcări în unda P.

Semnele deplasărilor în unda P — comprimare C sau dilatare D — au fost luate din I.S.S., B.C.I.S. şi buletine seismice, iar cele mai multe au fost obţinute din chestionare sau măsurători pe seismograme.

Datele de observaţie folosite în studiul nostru sînt prezentate în tabelele 1 şi 2.

Rezultatele studiului se pot urmări bine pe diagramele-mecanism prezentate în figurile 1—11.

Poziţia punctelor pe diagrame a fost fixată folosind valorile ctg i_h din tabelele lui Hodgson [4].

Citirea diagramelor mecanism este prezentată în tabela 3, care cuprinde informaţii asupra dimensiunilor cutremurului, geometriei falierii, cinematicii şi naturii falierii, dinamicii falierii pentru 14 cutremure (11 studiate de noi + 3 studiate de alţi autori [5], [6], [7]).

Rezultatele prezentate în figurile 1—11 şi tabela 3 ne conduc la următoarele concluzii :

1. Planele de faliere au direcţia predominantă paralelă cu arcul calabrez. Pentru fiecare soluţie unul din plane este puţin înclinat faţă de orizontală ($e = 20°—30°$), iar celălalt se apropie de verticală ($e = 60°—80°$). Distribuţia spaţială a cutremurelor ar indica că planele nodale, orientate mai mult sau mai puţin paralel cu arcul calabrez şi care formează unghiuri mici cu verticala ($i = 20°—30°$), pot să fie considerate plane de falie. Acest fapt este în concordanţă cu cercetările anterioare ale lui E. Peterschmitt [1]. Totodată trebuie remarcat că direcţia planelor de falie concordă cu direcţia rupturilor adînci din regiunea Mării Tireniene [8].

2. În ceea ce priveşte vectorii de mişcare nu se pot pune în evidenţă trăsături predominante nici cu privire la direcţii, nici înclinare. Atît în direcţie cît şi în înclinare valorile variază aleator.

	Cutremurul / Stația	Decembrie 26, 1952			Noiembrie 23, 1954			Februarie 17, 1955			Februarie, 1, 1956			Mai 20, 1957			Mai 21, 1957			Decembrie 23, 1959			Ianuarie 3, 1960			August 21, 1962			August, 21, 1962		
		Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea	Dist.°	Az.°	Mișcarea
1	Alert																									47,8	350	D			
2	Alger							8,6	254	C																					
3	Alger Univ.										10,2	261	C																		
4	Almata																									44,9	66	D			
5	Andijan																									42,8	110	D	42,8	110	C
6	Apatit																						30,1	14	D	28,3	15	C	28,3	15	D
7	Atena	6,7	104	D										7,6	92	C	7,6	92	C				6,7	94	C	7,3	111	D	7,3	111	C
8	Bacău										11,2	44	C													10,2	53	D	10,2	53	D (C)
9	Banff																									78,4	331	D			
10	Baratt										96,0	321	D																		
11	Basel							8,9	334	D	10,3	328	D				10,1	334	C	11,0	334	C									
12	Belgrad	6,1	35	D	7,4	31	C				6,8	31	C							8,2	30	D	6,5	35	D				5,4	45	C
13	Bensberg										13,2	335	D				12,2	341	C	14,2	345	(C)	13,0	337	(C)				11,2	333	C
14	Besançon													10,5	328	D	10,4	328	C												
15	Bologna	5,5	327	C																											
16	Bratislava																						9,0	5	D						
17	Brébeuf																						62,7	308	C						
18	București	9,1	57	D							9,5	52	D										9,6	54	C				8,7	64	D
19	Butte																						83,1	326	D						
20	Cîmpulung										9,4	46	C										9,4	47	C	8,3	57	C			
21	Cambera																			144	98	D?									
22	Caracas																												76,9	269	D
23	Changchun																												74,7	135	C
24	China Lake										93,8	324	D																		
25	Chur				9,2	335	C										8,8	339	D				8,7	333	D						
26	Clermont-Ferr.																						10,9	309	C				9,9	302	D
27	College										75,6	353	C	75,9	352	C				76,8	341	C								
28	Collmberg																						12,2	353	C						
29	Columbia										74,0	301	D	73,3	300	D							73,7	301	C						
30	Copenhaga	15,9	354	D	17,2	355	D				16,7	354	D										16,6	354	D						
31	Corvallis																						88,6	332	C						
32	De Bilt										14,9	334	(C)				14,8	338	C												
33	Dublin																						20,4	321	C						
34	Durham																19,3	332	D	20,3	332	C	19,2	329	D	17,5	323	D	17,5	323	D
35	Dusanbe																									40,7	105	C	40,7	105	C
36	Ebingen										10,2	333	D													8,3	330	C	8,3	330	D
37	Eureka										90,1	325	C				89,8	324	C	90,8	324	C	90,0	324	D						
38	Firenze Xim	5,0	322	D							5,7	327	C													3,9	314	D	3,9	314	D
39	Focșani																						10,9	50	C						
40	Frunze																									43,7	66	D	43,7	66	C
41	Garchy																						12,0	316	D						
42	Goris																									21,7	78	D	21,7	78	D
43	Göteborg																						18,6	355	D						
44	Granada	15,2	266	D							15,2	269	D	14,1	270	D	14,1	269	D												
45	Halifax	56,5	303	D				55,3	302	D				56,3	303	D	56,3	303	D				56,7	303	D						
46	Hamburg							14,1	352	D	15,0	347	D																		
47	Harvard	62,7	304	D																											
48	Helwan	16,4	123	C	16,0	118	C				15,8	122	C										16,2	120	C						
49	Hungry Horse																			82,9	328	C									
50	Iași	11,4	46	D							11,9	43	C (D)										12,0	45	C	10,8	52	C	10,8	52	D
51	Irkutsk																												58,7	46	D
52	Isabella										94,4	324	D																		
53	Iujno-Sahalinsk																												80,7	33	C
54	Jena	11,4	347	D	12,6	350	D	11,4	354	D													12,0	349	D						
55	Jersey										16,2	314	D																		
56	Jerusalim										17,6	108	D	18,5	105	C							17,5	105	D						
57	Karlsruhe				11,5	337	C				11,2	335	D																		
58	Kew										16,6	323	C	16,4	326	C							16,5	322	D						
59	Kimberley										68,0	171	C																		
60	Kirkland Lake										65,5	313	D																		
61	Kirovobad																									23,6	99	C			
62	Kiruna	28,1	6	D	29,4	4	D				28,9	4	D										28,8	4	D						
63	Ksara																18,2	99	D												
64	Lanchow Univ.																									66,5	118	D			
65	Lick										94,4	213	D																		
66	Lhasa																									61,2	106	D	61,2	106	C
67	Lisabona																						19,0	276	D						
68	Ljubliana																						6,8	356	(C)						
69	Lwiro										42,9	160	C							41,9	159	(C)							44,6	160	C
70	Lwow																						12,4	27	C						
71	Malaga																									15,8	260	D	15,8	260	C
72	Matusiro																									86,7	138	C			
73	Médan																												82,8	92	D
74	Messina	1,7	179	D	0,5	140	D	2,2	129	C	0,9	182	D	1,2	112	C	1,2	112	C	0,8	55	D	1,1	168	D	3,2	173	D	3,0	173	D
75	Mineral																						91,5	329	C						
76	Monaco										7,7	310	C				7,1	317	D	8,1	319	D	7,4	310	C						
77	Morgantown																									48,4	111	(C)	48,4	111	(C)
78	Moscova																									20,7	38	C	20,7	38	C
79	Namangan																									42,0	109	D			
80	Nanking																												78,8	123	C
81	Neuchatel	9,4	322	C				8,7	330	D	10,1	324	D				9,8	330	C												
82	Ottawa	63,8	309	D							64,3	309	D				63,7	308	D				64,6	309	D						
83	Paotow																												67,9	125	C
84	Paris				13,7	322	C	12,0	323	D	13,5	320	D							14,1	325	C	12,9	318	D						
85	Pavia													7,5	332	C	7,5	332	C				7,4	325	C				72,5	128	C
86	Peking																														
87	Penticton																									81,5	332	D			
88	Potsdam	12,6	353	C																											
89	Praga	10,2	356	C							11,0	356	D (C)										10,8	357	C						
90	Prato										5,9	326	C	5,7	334	C	5,7	334	C	6,6	337	C	5,5	327	D						
91	Pruhoniče																						10,7	357	C						
92	Pulkovo							22,9	22	D	22,5	19	D							24,2	19	D	22,7	20	D						
93	Quetta																43,9	85	C												
94	Rathfarnham C.				20,8	322	C	19,1	322	C	26,0	321	D																		
95	Ravensburg																						9,5	336	D (C)	7,6	331	C	7,6	331	D
96	Reggio Calabria				0,6	140	D				1,0	177	D	1,3	114	C	1,3	115	C	0,8	5	D	1,1	164	D						
97	Reykjavik							32,0	332	C	33,4	331	C																		
98	Reno																						91,5	327	C						
99	Resolute Bay	57,0	334	C	58,2	343	C	56,8	342	D	57,8	343	D							58,8	343	D	57,5	344	D						
100	Riverside										95,2	322	D																		
101	Rocca di Papa	2,8	312	C	3,6	330	C																			2,1	292	C	2,1	292	C
102	Roma	3,0	312	C	3,8	330	C				3,7	321	C	3,5	340	D															
103	Salt Lake City										87,2	323	C										86,9	323	C						
104	Scheferville																54,6	316	D							53,3	314	C			
105	Scoresby Sund																						36,7	340	C						
106	Seattle										85,9	333	D																		
107	Serra do Pilar																			18,3	341	C									
108	Seven Falls							58,8	307	D	60,5	308	D				59,9	308	D												
109	Shasta																						91,5	329	D						
110	Shawinigan Falls							60,3	308	D	62,0	309	D																		
111	Shillong										64,1	77	C	65,4	76	D	65,4	76	C	64,2	76	D									
111 b	Sian																									70,0	118	D	70,0	118	C
112	Skalstugan																25,0	358	D				24,3	357	D						
113	Simferopol																						15,1	62	C						
113 b	Stația Nord																						43,9	354	D						
114	Strasbourg				11,3	334	C				11,0	323	D	0,9	337	C	10,5	337	D	11,8	337	D	10,8	333	C	9,1	328	D	9,1	328	D
115	Stuttgart	9,9	335	D	11,0	339	C	9,6	343	D	10,7	337	D										10,5	337	C (D)	8,7	333	C			
116	Tamanrasset	19,0	210	D	17,8	210	C				18,4	211	D	7,4	207	D	17,5	207	D				18,4	210	D						
117	Tananarive										65,0	146	C																		
118	Tbilisi																									22,0	82	C	22,0	82	D
119	Timișoara	7,2	31	D																											
120	Toledo	15,0	276	(C)							15,2	279	D													14,6	269	D	14,6	269	D
121	Trieste	5,9	348	C																			6,5	351	C	4,6	348	C	4,6	348	C
122	Tubigen																						10,3	336	C (D)	8,5	332	C	8,5	332	D
123	Tucson				93,4	317	D																9,30	317	D						
124	Tucson Telemeter																						93,0	317	D						
125	Uccle										14,2	330	C													12,2	326	C	12,2	326	C
126	Upsala							20,4	6	C	20,8	3	D										20,7	3	D						
127	Victoria										85,5	334	D										85,2	334	D						
128	Viena																						9,0	5	D						
129	Varșovia										13,7	14	C																		
130	Weston	62,6	302	D																											
131	Witteveen	14,3	338	C				14,0	343	C																					
132	Zagreb																			8,0	6	D	6,6	5	D						
133	Zô — Sè																												80,9	129	D
134	Zürich	9,1	218	D	10,0	334	C	8,5	338	D																9,4	334	C	9,4	334	C
135	Heidelberg																									1,7	313	C	1,7	313	C
136	L'Aquila																									0,7	242	C			
137	Napoli S. M.																									0,6	237	C			
138	Napoli Ves.																												4,4	328	D
139	Padova																									2,0	308	C			
140	Peschiera																									5,6	340	(C)	5,6	340	C
141	Piere di C																									5,5	325	D	5,5	325	D
142	Salo																									8,7	333	D	8,7	333	C
143	Stoccardo																									1,8	112	C	1,8	112	(D)
144	Taranto																									5,5	339	C	5,5	339	C
145	Vajont																														

Focarele cutremurelor adînci din Europa, I — C. Petrescu și colab.

Tabela 2

1962.III.25; $H = 21:38:25{,}45$; $\varphi = 39{,}03°$N, $\lambda = 15{,}5°$E, $h = 332$ km

Nr. crt.	Stația	$\Delta°$	Az°	i_h°	C sau D
1	Reggio	1,27	137,10	−25,9	*D*
2	Roma	3,24	332,15	−54.7	*C*
3	Ljubliana	6,99	359,94	−79,2	*D*
4	Monaco	7,10	313,44	−79,6	*C*
5	Atena	7,27	95,62	−80,1	*C*
6	Roselend	8,85	321,12	−86,3	*C*
7	Viena	9,29	7,55	−88,5	*D*
8	Alger	9,36	259,51	−88,8	*C*
9	Ravensburg	9,43	339,31	−89,1	*C*
10	Messtetten	9,98	337,95	+88,5	*C*
11	Kasperske Hory	10,10	356,38	88,2	*D*
12	Tubingen	10,26	339,13	87,7	*D*
13	Stutgart	10,45	340,13	86,6	*D*
14	Strasbourg	10,71	335,06	86,3	*D*
15	Clermont Ferrand	10,71	312,13	86,1	*D*
16	Pruhonice	10,94	359,99	85,1	*D*
17	Heidelberg	11,15	339,98	84,2	*D*
18	Jena	12,08	351,02	82,0	*D*
19	Feldberg	12,10	341,00	82,0	*C*
20	Collmberg	12,31	355,46	81,6	*C*
21	Halle	13,04	350,35	78,9	*D*
22	Folinieres	14,52	316,84	68,9	*C*
23	Karlskrona	17,14	1,98	57,4	*D*
24	Tamanrasset	17,94	208,03	56,2	*C*
25	Upsala	20,92	4,35	52,3	*D*
26	Helsinki	22,14	13,86	51,1	*D*
27	Skalstugan	24,60	357,57	49,0	*D*
28	Umea	25,03	5,97	48,7	*D*
29	Kiruna	29,03	4,58	46,1	*D*
30	Sodankyla	29,16	9,55	46,1	*D*
31	Tromsoe	30,75	3,00	45,3	*D*
32	Alert	40,20	350,30	41,8	*D*
33	St. Nord	44,07	353,72	40,2	*D*
34	Resolute Bay	57,59	342,73	34,4	*D*
35	Mould Bay	61,32	348,66	32,9	*D*
36	Brebeuf-Montreal	62,38	307,51	32,4	*C*
37	College Autpost	75,50	352,30	27,3	*C*
38	Hungry Horse	81,75	328,21	24,8	*D*
39	Penticton	83,14	331,79	24,3	*C*
40	Wichita	84,04	310,40	24,0	*D*?
41	Wichita	84,04	310,40		*cC*?
42	Victoria	85,17	333,47	23,7	

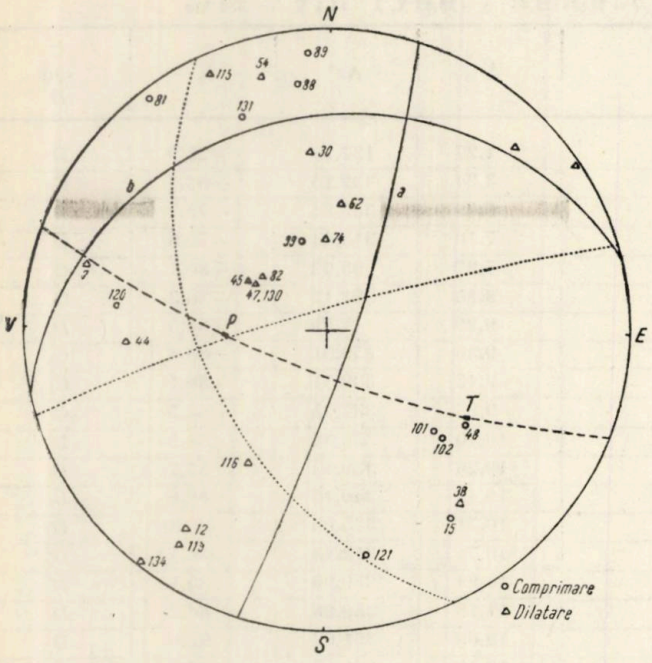


Fig. 1. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1952.XII.26, $H = 23:55:55$; $\varphi = 40{,}0°$ N; $\lambda = 15{,}5°$ E; $h = 286$ km; $M = 5\,^3/_4$.

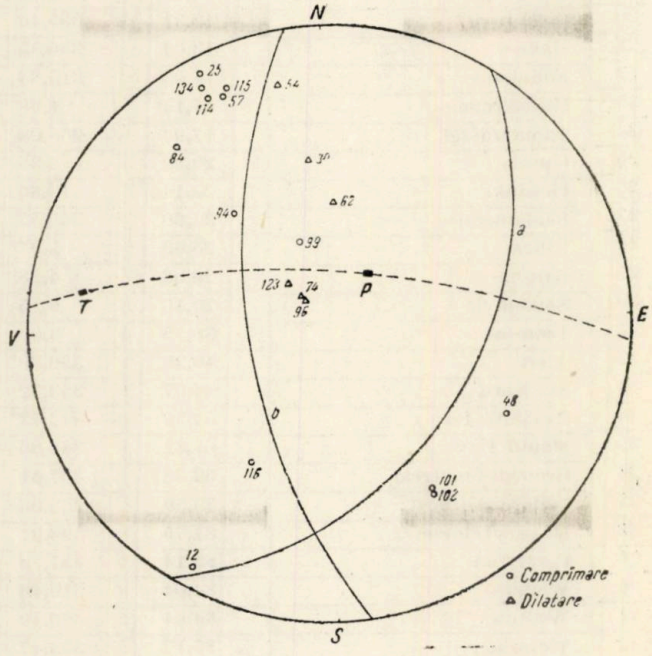
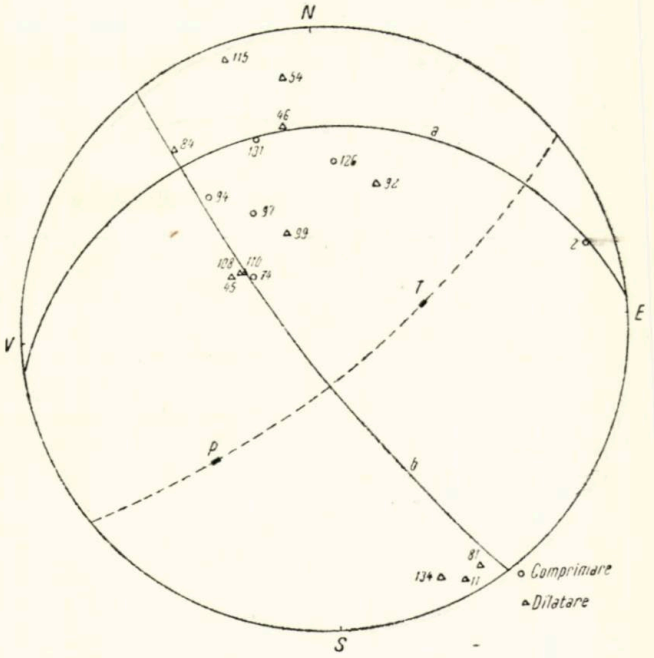


Fig. 2. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1954.XI.23, $H = 13:00:04$; $\varphi = 38{,}6°$ N; $\lambda = 14{,}8°$ E, $h = 250$ km; $M = 5\,^3/_4$.

Fig. 3. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1955.II.17, $H = 19 : 39 : 33$; $\varphi = 39{,}6°$ N; $\lambda = 13{,}1°$ E; $h = 450$ km; $M = 5\,^1/_4$.



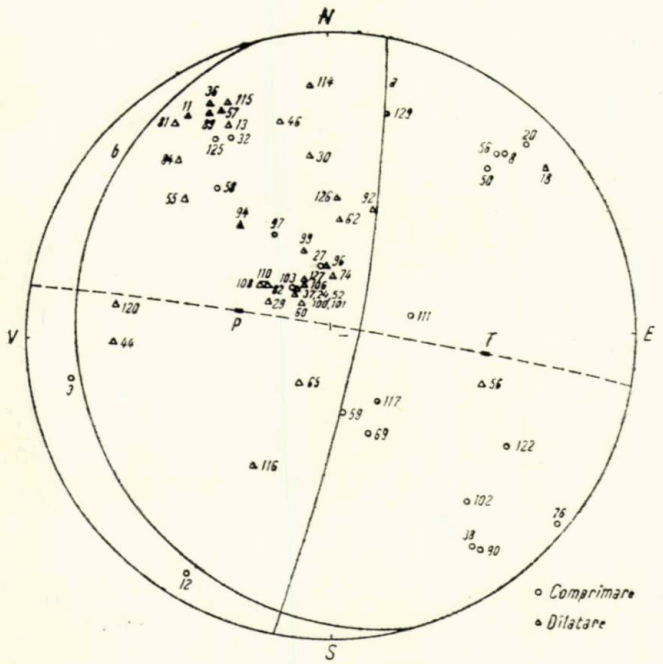


Fig. 4. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1956.II.1, $H = 15 : 10 : 49$; $\varphi = 39{,}2°$ N; $\lambda = 15{,}9°$ E; $h = 215$ km; $M = 6\,^1/_4$.

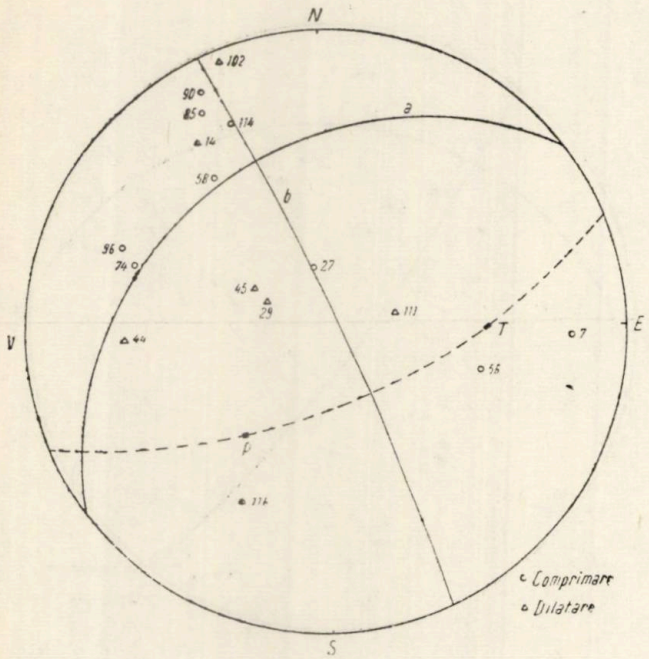


Fig. 5. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1957.V.20, $H = 19 : 57 : 34$; $\varphi = 38{,}6°$ N; $\lambda = 14{,}5°$ E; $h = 60$ km; $M = 5{,}6$.

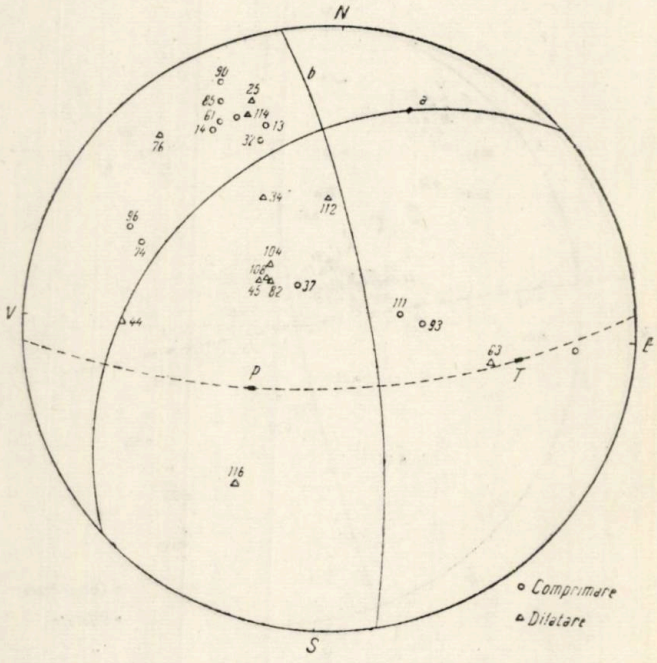


Fig. 6. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1957.V.21, $H = 11 : 44 : 06$; $\varphi = 38{,}6°$ N; $\lambda = 14{,}5°$ E; $h = 60$ km; $M = 4\,1/2$.

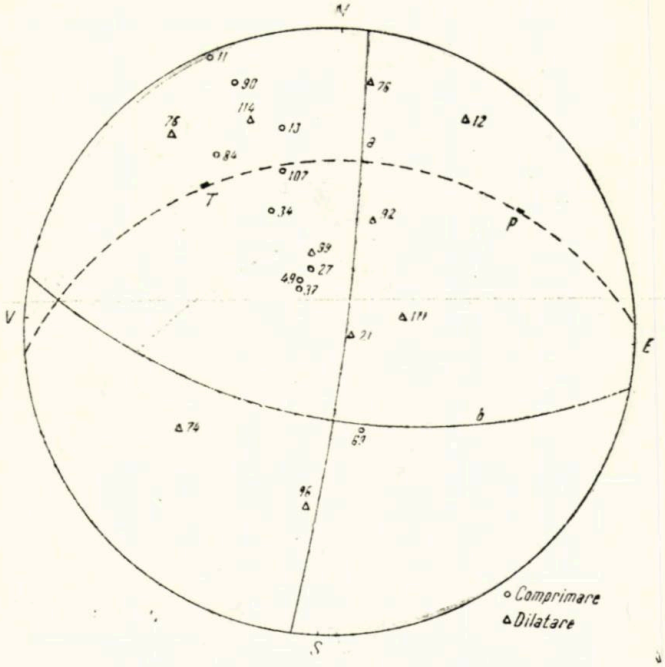


Fig. 7. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1959.XII.23, $H = 03:29:02$; $\varphi = 37{,}8°$ N; $\lambda = 14{,}7°$ E; $h = 100$ km.

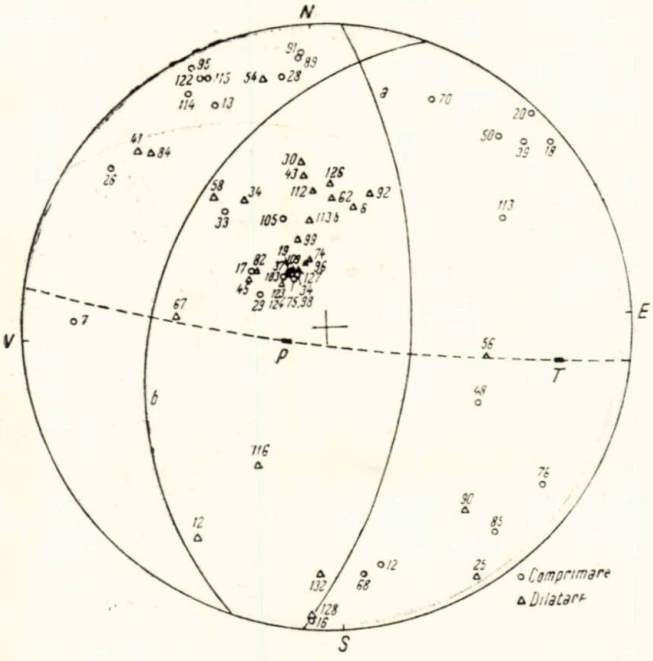


Fig. 8. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1960.I.3, $H = 20:19:24$; $\varphi = 39{,}25°$N; $\lambda = 15{,}25°$E; $h = 290$ km; $M = 6{,}2$.

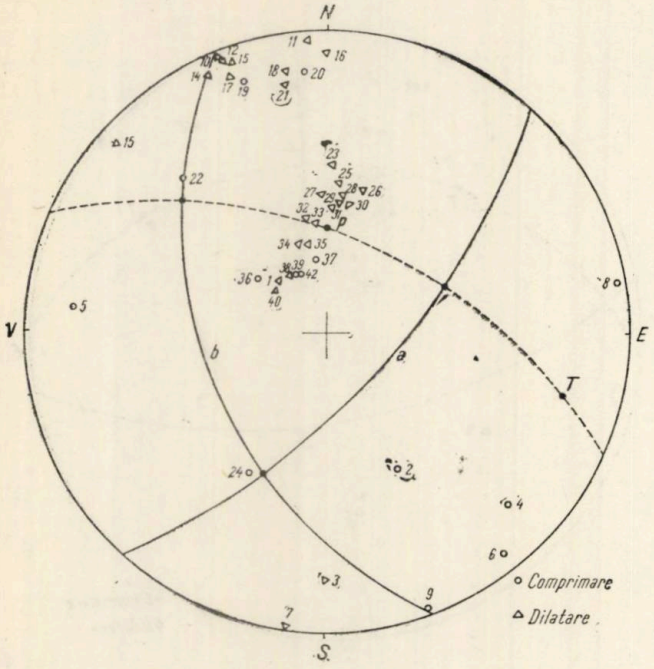


Fig. 9. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962.III.25, $H = 21:38:26$; $\varphi = 29{,}03°$N; $\lambda = 14{,}54°$E; $h = 332$ km.

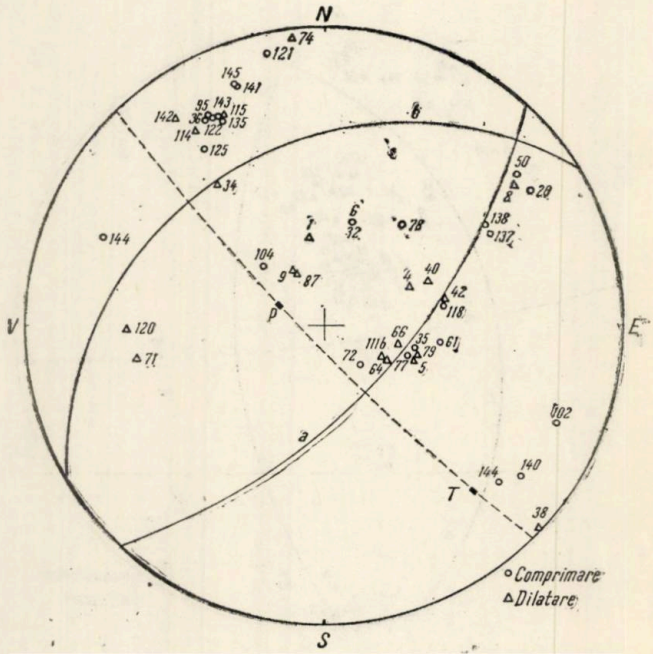


Fig. 10. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962.VIII.21, $H = 18:09:01$; $\varphi = 41{,}2°$ N; $\lambda = 15{,}1°$ E; $h = 40$ km; $M = 5{,}6$.

Unghiurile de alunecare β au în general valori grupate : pentru un grup de plane nodale, β are valori mici iar pentru altul mari.

3. Planul de acţiune este mai mult sau mai puţin vertical ; cutremurele aparţin tipului V_t (cutremure prin tensiune orizontală — faliere

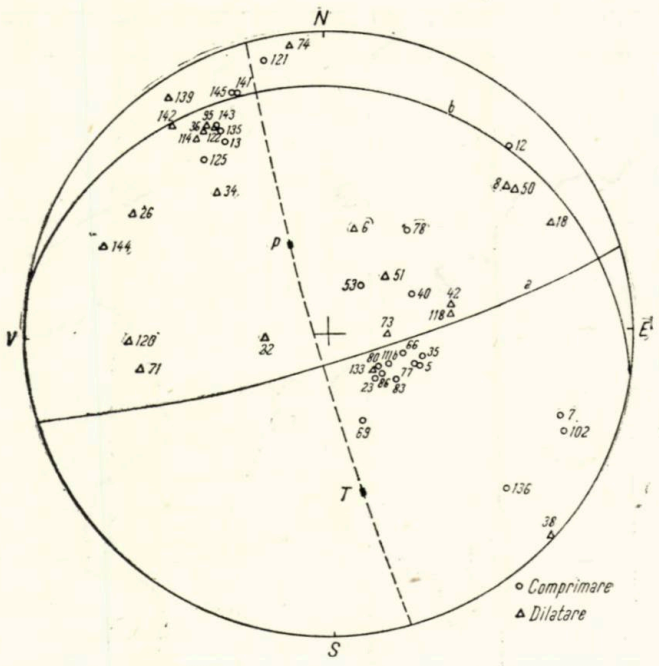


Fig. 11. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962.VIII.21, $H = 18 : 19 : 28$; $\varphi = 41{,}2°\text{N}$; $\lambda = 15{,}1°\text{E}$; $h = 40$ km ; $M = 6{,}1$.

normală). Tipul de faliere normală este caracteristica generală a cutremurelor adînci din Marea Tireniană. Amintim că pentru cutremurele adînci din Vrancea ($h > 100$ km) predomină tipul V_p — cutremure prin presiune orizontală [9].

4. Vectorii nuli au direcţia medie paralelă cu arcul seismic al Mării Tireniene şi formează unghiuri mici cu orizontala, fapt reprezentat pe harta din figura 12.

5. Tensiunile de comprimare P acţionează atît perpendicular, cît şi paralel în raport cu arcul seismic calabrez, fapt care se poate urmări foarte bine pe harta din figura 13.

Pentru cutremurul din Spania tensiunile de comprimare au acţionat în direcţia E—V, înclinate la aproximativ 45°.

6. Tensiunile de dilatare T au direcţie predominantă perpendiculară pe arcul seismic calabrez şi în general au înclinări mai mici de 45°.

Rezultatele obţinute în această lucrare pot constitui o contribuţie la stabilirea legilor cu privire la mişcările tectonice din această regiune de care cutremurele sînt considerate a fi legate genetic.

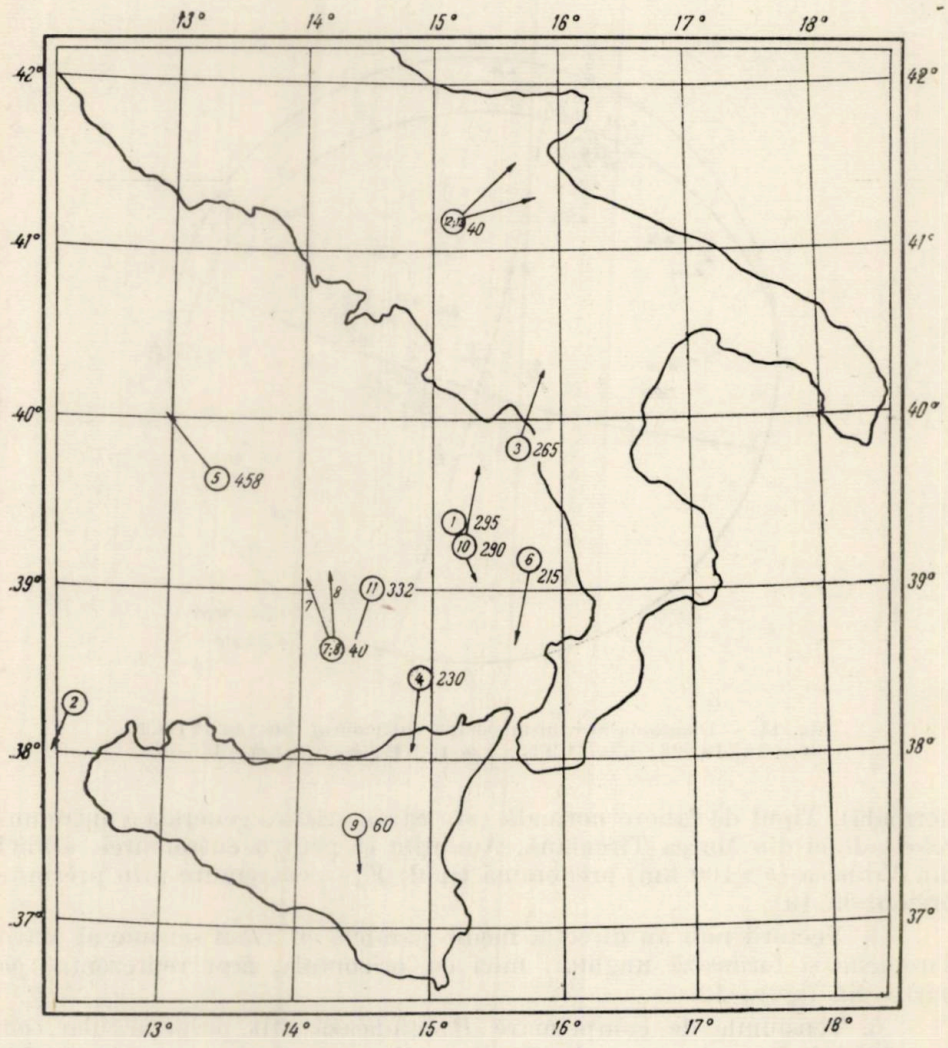


Fig. 12. — Componenta orizontală a vectorilor nuli pentru cutremurele din regiunea Mării Tireniene.

Pe de altă parte, prin comparaţie cu mecanismul în focar pentru cutremurile din alte regiuni ale globului, cu focarele situate în mantaua

Tabela 3

Nr. crt.	Cutremurul						Planul *a*						Planul *b*						Vectorul nul		Planul de acțiune			Sistemul de tensiuni				Tipul cutremurului	Soluție dextrală	Soluție sinistrală
										Vectorul de mișcare						Vectorul de mișcare									P		T				
	Data	Timpul h m s	φ°_N	λ°_E	Adîncimea km	Magnitudinea M	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Direcția	Înclinarea	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Direcția	Înclinarea			
1	1938.IV.13	02 : 42 : 50	39,0	15,2	291	$6^3/_4$ G	N16E	S74E	62	N31E	25	29	N59V	S31V	65	N74V	28	32	S24E	51	N66E	N24V	39	N19V	40	S70V	04	H_t ; T	*b*	*a*
2	1941.III.16	16 : 35 : 13	38,5	12,0	85	$6^1/_2$ G	N22V	N68E	90	S22E	31	31	N68E	N22V	59	S68V	00	00	N22V	59	N68E	S22E	31	S27V	22	S73E	22	H	*a*	*b*
3	1952.XII.26	23 : 55 : 55	40,0	15,5	286	$5^3/_4$ P	N17E	S73E	80	S13E	70	73	N77E	N13V	20	N73V	10	31	N20E	16	N70V	S20V	74	N87V	52	S59E	33	V_t ; T	*a*	*b*
4	1954.XI.23	13 : 00 : 04	38,6	14,8	250	$5^3/_4$ P	N34E	S56E	38	N83E	30	56	N07E	S83V	60	N56V	52	67	S05V	20	N85V	N05E	70	N38E	67	N70V	12	V_t ; T	*b*	*a*
5	1955.II.17	19 : 39 : 33	39,6	13,1	450	$5^1/_4$ P	N85E	N05V	22	N56E	11	30	N34V	S56V	79	S05E	68	72	N37V	18	N53E	S37E	72	S41V	32	N79E	53	V_p ; P	*b*	*a*
6	1956.II.1	15 : 10 : 49	39,2	15,9	215	$6^1/_4$ P	N11E	S89E	80	N76E	79	86	N14V	S76V	11	N89V	10	66	S10V	04	N80V	N10E	86	N80V	55	S80E	35	V_t ; T	*b*	*a*
7	1957.V.20	19 : 57 : 34	38,6	14,5	60	5,6	N55E	N35V	29	S66V	06	13	N24V	N66E	84	S35E	61	62	N21V	28	N16E	S21E	62	S39V	43	N90E	33	V_t ; T	*b*	*a*
8	1957.V.21	11 : 44 : 06	38,6	14,5	60	$4^1/_2$	N46E	N44V	28	S78V	16	36	N12V	N78E	74	S44E	62	66	N05V	22	N85E	S05E	68	S49V	55	S84E	25	V_t ; T	*b*	*a*
9	1959.XII.23	03 : 29 : 02	37,8	14,7	100		N04E	S86E	84	N08E	30	30	N82V	S08E	60	N86V	06	06	S05E	59	N85E	N05V	31	N55E	17	N43V	26	H_p ; P	*a*	*b*
10	1960.I.3	20 : 19 : 34	39,25	15,25	290	6,2	N06E	S84E	60	S68E	59	82	N22E	N68V	31	N84V	30	76	N10E	08	N80V	S10V	82	S73V	74	S78E	15	V_t ; T	*a*	*b*
11	1962.III.25	21 : 38 : 26	39,03	14,54	332		N42E	S48E	66	N69E	44	50	N21V	S69V	46	N48V	24	36	S23V	36	N67V	N23E	54	N00E	52	S67E	12	V_t ; T	*b*	*a*
12	1962.VIII.21	18 : 09 : 01	41,2	15,1	40	5,6	N42E	S48E	62	S31E	61	82	N59E	N31V	29	N48V	28	76	N16E	07	N44V	S46V	83	N67V	72	S41E	16	V_t ; T	*a*	*b*
13	1962.VIII.21	18 : 19 : 28	31,2	15,1	40	6,1	N74E	S16E	79	S10V	78	85	N80V	N10E	12	N16V	11	65	N75E	05	N15V	S75V	85	N22V	54	S11E	35	V_t ; T	*a*	*b*
14	1954.III.29	06 : 17	37,0	3,5 V	656	$7^1/_4$	N02E	S88E	89	N12E	87	87	N78V	S12V	3	N88V	01	10	S02V	03	N88V	N02E	87	N88E	43	N84V	46	V_p ; P	*a*	*b*

superioară, rezultatele noastre vor contribui la stabilirea mai precisă a condiţiilor (tectonice, de temperatură, presiune) care controlează mecanismul cutremurelor adînci.

Primită la redacţie la 6 decembrie 1965

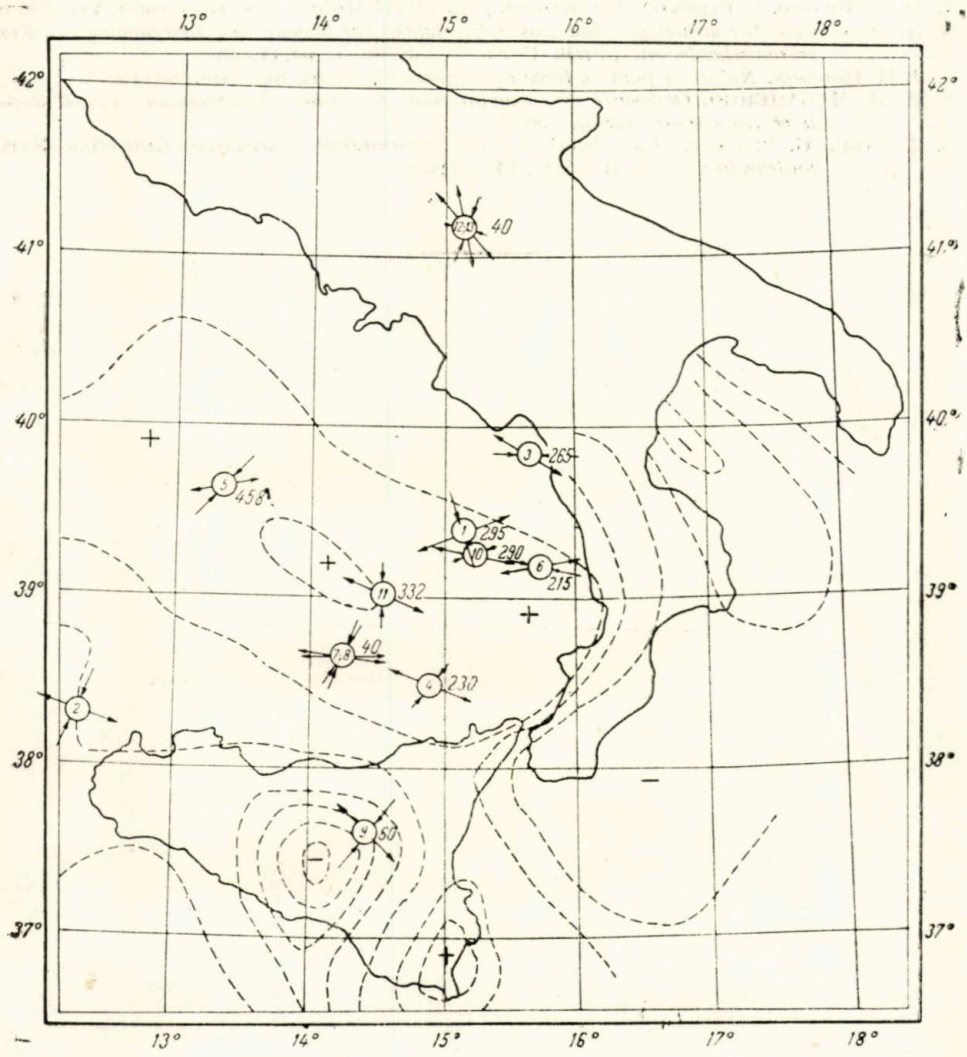


Fig. 13. — Componentele orizontale ale tensiunilor de comprimare P şi dilatare T pentru cutremurele din regiunea Mării Tireniene.

BIBLIOGRAFIE

1. E. Peterschmitt, *Quelques données nouvelles sur les séismes profonds de la Mer Tyrrhénienne.* Ann. de Geofis. **IX**, *3* (1956).
2. H. Honda, *The Mechanism of the Earthquakes.* Publications of the Dominion Observatory, Ottawa, **XX**, *2* (A Symposiun) (1957).
3. A. R. Ritsema, *Earthquarke Generating Stress Systems Southeast Asia.* B.S.S.A., **47** (1957 b).
4. J. H. Hodgson, R. S. Storey, *Tables Extending Byerly's Fault Plane Techniques to Earthquakes of any Focal Depth* B.S.S.A., **43**, *1* (1953).
5. D. Di. Filippo, F. Peronaci, *Sui terremati profondi del Mediterianeo.* Rendiconti, **VII** (1959).
6. H. Schaffner, *Die grundlagen und Auswerteverfahren zur Seismischen Bestimmung von Erdbebenmechanismen.* „Freib Fosch Geophysic, C **63**, (1959).
7. J. H. Hodgson, *Nature of faulting large earthquakes.* Bul Gesl. Soc. Am., **68** (1957).
8. И. И. Чебаненко, *Основные закономерности разломной тектоники земной коры и её проблемы.* Киев, 1963.
9. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations upon Intermediate Earthquakes-Generating Stress Systems in Vrancea.* B.S.S.A., **54**, *1* (1964).

ÎNCERCARE DE SINTEZĂ A DATELOR CU PRIVIRE LA MIȘCĂRILE VERTICALE RECENTE ALE SCOARȚEI TERESTRE ÎN ROMÂNIA[1)]

DE

R. CIOCÂRDEL și AL. ESCA

Comitetul Geologic București, Calea Griviței, nr. 64

1. INTRODUCERE

Dezvoltarea continuă a științelor care au ca obiect studiul Pămîntului a permis să se constate că mișcările verticale actuale ale scoarței terestre, deși se desfășoară într-un ritm foarte lent, sînt totuși de un ordin de mărime care le fac importante din punct de vedere științific și practic.

Pentru teritoriul românesc, aceste mișcări prezintă un interes deosebit, atît în legătură cu cercetările ce se efectuează pentru stabilirea cauzelor care au determinat actualul aspect geomorfologic, cît și în legătură cu seismicitatea. De asemenea ele permit crearea unei imagini a condițiilor paleogeografice care au avut drept rezultat depunerea sedimentelor în avanfosa de la exteriorul Carpaților și deformările plicative ale acestor depozite, determinate de apelul spre zonele depresionare.

Totodată, mișcările recente verticale ale scoarței prezintă și un interes practic, trebuind a se ține seama de ele la construcțiile portuare, la uzinele hidroelectrice și la rețelele de canale.

★

Efectuarea studiului mișcărilor verticale ale scoarței terestre are la bază, în principiu, nivelmentul de precizie repetat. Valorile obținute fiind însă mici, se ridică problema dacă diferențele de cotă măsurate sînt interpretabile ca mișcări verticale reale sau dacă ele reprezintă erori de măsurare sau de metodică. Dacă mișcările verticale se încadrează în ordinul de mărime al erorilor de nivelment admisibile, realizarea unei hărți cu

[1)] Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **10**, 1 (1966).

linii de egală diferenţă de înălţime pe unitatea de timp devine foarte dificilă şi chiar discutabilă. În acest caz, numai analiza comparativă a datelor provenite din măsurătorile de nivelment cu cele geologice, geomorfologice, geofizice şi seismologice pot conduce la o interpretare oarecum acceptabilă [8], [34]. Scopul unei astfel de comparaţii este separarea mişcărilor aparente (care includ uneori fenomene de tasare sau, invers, de acumulare) de cele reale. Harta mişcărilor verticale recente ale scoarţei realizată pe astfel de interpretări nu poate fi considerată decît ca orientativă; ea poate reprezenta însă o bază atît pentru alegerea celor mai potrivite poligoane în care să se desfăşoare viitoarele măsurători, cît şi pentru interpretarea datelor ce se vor obţine.

Ca şi în alte ţări, la începutul cercetărilor pentru elaborarea unei hărţi a mişcărilor verticale ale scoarţei terestre din România s-a recurs la utilizarea nivelmentelor vechi, fapt care scade însă precizia datelor utilizabile în prezent, fie pentru că reţeaua de borne de nivelment nu a putut fi în întregime păstrată sau identificată (în special în Transilvania), fie că poligoanele respective nu corespundeau acestui scop.

Intervalul de timp între primele şi ultimele nivelmente folosite pentru elaborarea hărţii provizorie a mişcărilor crustale recente din România variază între 5 şi 67 de ani.

Compararea datelor de nivelment astfel obţinute cu datele geologice poate releva unele fenomene, cum sînt trasările formaţiunilor sedimentare mai noi (în Cîmpia Română, Bazinul Transilvaniei şi Depresiunea Panonică), limitele şi raporturile dintre principalele unităţi structurale etc.

Prin studiul geomorfologic se pot recunoaşte zonele cu tendinţe de ridicare sau coborîre ale scoarţei. Cel puţin în ceea ce priveşte România, aceste fenomene apar evidente, constatîndu-se, pe de o parte, o afundare recentă a ţărmului dobrogean şi a zonei nord-estice a Cîmpiei Române şi, pe de alta, o ridicare a arcului carpatic.

Compararea cu datele geofizice apare de o importanţă deosebită, pentru că acestea permit determinarea variaţiilor relative ale grosimii scoarţei şi elaborarea hărţilor diferitelor discontinuităţi. Cu alte cuvinte, se poate obţine variaţia grosimii scoarţei pentru suprafaţa regiunii respective. În legătură cu aceasta, teoria izostaziei poate constitui, de asemenea, o deosebit de importantă bază pentru interpretarea datelor privind mişcările verticale recente ale scoarţei [34], [71], [72]. Astfel s-a constatat că pe ariile continentale sînt tendinţe de ridicare relativă în zonele puternic cutate, unde suprafaţa Mohorovičič se găseşte la o adîncime mai mare (adică unde scoarţa terestră este mai groasă), şi de afundare a zonelor adiacente, unde scoarţa este subţire. Aceste fenomene se pot interpreta ca o mişcare de compensare (echilibrare) a corpurilor grele şi adînci, ridicate în trecut către suprafaţă, care azi mărginesc ariile geosinclinale în care au avut loc fenomene de cutare [34]. Acesta este cazul Bazinului Transilvaniei şi al Platformei Moesice faţă de arcul carpatic.

Cu atît mai mult trebuie avute în vedere aceste fenomene generale, cu cît liniile tectonice observabile la suprafaţă sau puse în evidenţă prin

măsurători geofizice se dovedesc a exista între diversele unități structurale, și în special între cele muntoase și cele depresionare. Deoarece datele de nivelment de precizie în România au fost relativ puține, aceste criterii, bazate pe principiul izostaziei, s-au dovedit extrem de prețioase, putîndu-se stabili tendințele și valorile aproximative ale mișcărilor prin compararea datelor obținute din măsurători de nivelment repetat în anumite sectoare cu rezultatele interpretării elementelor geofizice.

Datele seismologice sînt de asemenea deosebit de însemnate, pentru că zonele focarelor cutremurelor marchează întotdeauna contacte ale unor unități structurale cu diferențe importante în ceea ce privește tendințele de mișcare ale scoarței.

★

Din cele arătate rezultă că o hartă a mișcărilor verticale ale scoarței terestre, măsurată la suprafață, reprezintă în realitate o suprapunere de mișcări, unele în legătură cu depozitele sedimentare mai noi, altele, mult mai complicate, datorită unor fenomene de translații de masă de variate ordine de mărimi și la diferite adîncimi [11], [35]. În aceste condiții, o astfel de hartă apare în oarecare măsură neomogenă, și în general nu trebuie să ne mire, dacă la prima vedere nu se recunoaște o concordanță perfectă cu harta geologică sau geofizică.

Considerînd că măsurătorile geodezice reflectă în realitate mișcări crustale, sarcina geologiei și a geofizicii este de a încerca să separe diferitele părți ale mișcării pe verticală, eliminînd tasările depozitelor sedimentare mai noi sau recente, și în special mișcările datorite fenomenelor de alunecări, refulări [8], [34].

2. OBSERVAȚII PRELIMINARE

Fenomenele geologice, prin natura lor, nu au granițe rigide în timp și spațiu, pentru că ele decurg unele din altele pînă la originile cele mai îndepărtate. Mișcările verticale recente ale scoarței nu sînt altceva decît expresia acelor fenomene în zilele noastre. Deci pentru descifrarea tendințelor actuale de mișcare este necesar să se expună în prealabil datele geologice, seismologice și geofizice care pot arunca o lumină asupra celor întîmplate în trecut și a crea premisele înțelegerii destășurării fenomenelor actuale.

a. Cadrul geologic

Elementul predominant în structura geologică a României este lanțul carpatic. Acesta a luat naștere din geosinclinalul alpin-carpatic-himalaian (pl. I). Pe teritoriul României, acesta se află cuprins între două zone mai rigide :

— în partea de est și nord-est a geosinclinalului se găsește Platforma Rusă (sectorul podolic), cu fundament antecambrian, iar în partea de sud

și sud-est Platforma Epihercinică, cu fundament paleozoic și mai vechi. Aceasta din urmă prezintă trei sectoare : *a*) valah, *b*) șisturile verzi și *c*) Dobrogea de nord, care corespund respectiv cu structurogenezele baikaliană, caledoniană și hercinică. Sectorul valah este cel mai întins și este cunoscut și sub denumirea de Platformă Moesică. Platformele Rusă și Epihercinică au constituit vorlandul ;

— în partea de vest a geosinclinalului se află un masiv hercinic care nu a fost regenerat (unitatea transcarpatică), prin a cărui scufundare ulterioară a luat naștere Depresiunea Transilvaniei [9], [25].

Cutarea lanțului carpatic a început în era mezozoică, a atins un maximum la finele acestei ere și începutul terțiarului (cutările alpine) și a continuat, cu intensități variate, pînă în timpurile recente.

Sistemul muntos alpin-carpatic este reprezentat prin Carpații Orientali, Carpații Meridionali, Munții Apuseni și prin depresiunile : intermuntoase (Depresiunea Transilvaniei, Depresiunea Panonică, Depresiunea Maramureșului), intramontane și marginale (avanfosa carpatică, plasată între vorland și regiunea carpatică).

Din examinarea trecutului geologic al teritoriului țării rezultă că zona de curbură a Carpaților reprezintă contactul a mai multor unități structurale (pl. I) cu tendințe contrare de mișcare pe verticală (Platformele Rusă și Moesică cu tendințe de afundare în fața lanțului carpatic în continuă ridicare).

b. Cadrul geofizic

Elementele geofizice a căror importanță deosebită în studiul mișcărilor crustale au fost relietate de la bun început sînt : sondajele seismice de mare adîncime, anomalia variației magnetice seculare, anomaliile componentei verticale a cîmpului magnetic, anomaliile gravitației, deviația de la verticală și studiul activității seismice.

Măsurătorile seismice, cele gravimetrice repetate, ale deviației de la verticală, cît și măsurătorile anomaliei magnetice seculare sînt elemente care nu ne-au stat la dispoziție în faza actuală a studiului tendințelor de mișcare pe verticală, dar la care va trebui să se apeleze în următoarele stadii.

★

Anomaliile magnetice regionale ale componentei verticale sînt explicate în general prin înălțimi diferite ale fundamentului cristalin sau prin diferențieri de susceptibilități magnetice ale rocilor ce iau parte la alcătuirea acestui fundament.

Anomaliile locale magnetice sînt deseori cauzate de corpuri intruzive. Cînd distribuția lor este ordonată prin înșiruirea pe anumite direcții, ele indică linii de importanță crustală [31], [34].

Anomaliile locale magnetice răspîndite în suprafață pe platforme sau depresiuni cu fundament nu prea adînc și a căror formă și valoare indică

existența unor mase intruzive bazice arată zone de minimă rezistență, caracterizate în general prin adîncime mai mică pînă la suprafața de discontinuitate Conrad și o subțiere sau chiar dispariție a păturii granitice, concomitent cu o îngroșare a pachetului de roci sedimentare, inclusiv șisturi cristaline (de exemplu Depresiunea Transilvaniei, Platforma Moesică).

Studiul variației componentei verticale a cîmpului magnetic este important pentru alcătuirea și interpretarea hărții mișcărilor recente crustale din România, prin toate categoriile de anomalii menționate. Astfel, anomalia regională este importantă datorită faptului că limitele magnetice care separă sectoare din fundament alcătuite din formații de roci diferențiate magnetic coincid în multe cazuri cu fracturi ce separă unități structurale a căror evoluție a fost diferită. Anomaliile locale prezintă interes prin indicațiile pe care le pot da asupra existenței fracturilor crustale și asupra zonelor de ridicare a stratului bazaltic.

Pentru actualul studiu preliminar al tendințelor recente de mișcare a scoarței pe verticală ne-au stat la dispoziție : harta structurii geologice profunde a teritoriului românesc după datele magnetice și gravimetrice, publicată de I. Gavăt și colaboratorii [31], și rapoarte recente de prospecțiuni magnetometrice privind anomaliile locale.

În România, în regiunea de platformă s-au deosebit geomagnetic unități cu volume de roci cu proprietăți magnetice diferite, împărțindu-se ținuturile din fața Carpaților în sectoare de fundament arhaic-karelian, sectoare ale fundamentului baikalian, ale zonei șisturilor verzi și ale fundamentului hercinic [31].

Sectorul arhaic-karelian reprezintă în nord-estul și estul țării continuarea Platformei Ruse în Podișul Moldovei de nord (Podolic), iar în sudul țării vechiul soclu al Platformei Moesice.

Sectoarele baikaliene corespund primului geosinclinal, constituind fundamentul cel mai vechi al regiunii dintre Platforma Podolică și Moesică. Peste acesta s-au instalat în fazele următoare, migrînd de la SV spre NE, geosinclinalul șisturilor verzi și geosinclinalul paleozoic al Dobrogii de nord [31].

★

Măsurătorile gravimetrice efectuate în România sînt sintetizate în harta anomaliei gravității în reducere Bouguer la scara 1 : 1 500 000, imprimată de către Comitetul Geologic în 1955.

Pentru studiul de față, această hartă a fost parțial completată cu datele măsurate ulterior anului de apariție, iar pentru zonele necercetate sale ale căror date au lipsit, cum sînt unele porțiuni restrînse din regiunea de cutare alpino-carpatică, izoliniile au fost interpolate sau extrapolate (pl. II).

Elementul predominant al hărții Bouguer îl constituie marea depresiune gravimetrică orientată paralel cu direcția generală a arcului carpatic. Această zonă minimală intensă este situată la exteriorul Carpaților Meridionali și Orientali pînă în dreptul văii Trotușului, de unde minimul gravi-

metric, decalat spre vest, se suprapune peste zona flișului cretacic-paleogen al Carpaților Orientali.

Platformele din fața Carpaților sînt caracterizate printr-un regim gravimetric staționar de valori pozitive, pe care se grefează anomalii pozitive. În sectoarele în care Platformele Moesică și Podolică se afundă spre zona avanfosei carpatice, un puternic gradient șterge efectele gravimetrice locale.

În interiorul lanțului carpatic este situată o bandă de valori gravimetrice pozitive, ce bordează spre vest, nord-vest și apoi spre vest zona minimală intensă.

Bazinul Transilvaniei apare ca o ridicare gravimetrică mărginită de sectoare de minim : unul la vest, în fața munților Apuseni, și altul la est, la contactul dintre sedimentarul bazinului și aglomeratele vulcanice ale lanțului Căliman-Harghita.

Partea vestică a țării este caracterizată prin anomalii gravimetrice pozitive, reprezentînd în general prelungiri ale fundamentului cristalin al Munților Apuseni sub sedimentarul neogen al Depresiunii Panonice.

Pe aria Munților Carpați, o serie de minime puternice, mărginite de cordoane de gradient activ, marchează existența unor grabene ce au determinat depresiunile intramontane.

Anomalia gravimetrică în reducere Bouguer reprezintă efectul cumulat al raporturilor de masă și de poziție ale volumelor de roci din partea superioară a scoarței terestre, suprapus peste efectul raportului dintre poziția stratelor intermediar și inferior al crustei.

Harta mișcărilor pe verticală ale scoarței terestre, măsurată la suprafață, reprezintă, la rîndul ei, o suprapunere de mișcări transmise de la diferite adîncimi. Pentru descifrarea și explicarea lor este nevoie de separarea maselor antrenate în mișcări de translație diferite. Separînd efectele gravimetrice, se pot obține imagini ale structurii scoarței terestre la nivelul fundamentului cristalin sau la nivelul stratului intermediar.

Structura de adîncime a scoarței terestre este reflectată de anomalia izostatică. Pentru România, imaginea anomaliei izostatice regionale a fost calculată în ipoteza Airy, cu grosimea medie a crustei sialice de 30 km, de M. Socolescu și colaboratorii [63], [64] după măsurătorile cu pendulul gravimetric Sternek.

Harta anomaliei izostatice pune în evidență orientarea anomaliilor produse de masele adînci, orientare paralelă cu direcția generală a arcului carpatic. La exteriorul Carpaților este situată o zonă de minim izostatic, cu ramificație în regiunea depresiunii predobrogene. Paralel cu linia precedentă, în Podișul Transilvaniei apare o zonă maximală, mărginită la vest de o nouă coborîre a valorilor anomaliei izostatice. Anomalia de maxim este pusă pe seama subțierii maselor sialice, iar cele de minim pe seama îngroșării acestor mase.

Folosind rezultatele măsurătorilor gravimetrice, M. Socolescu, D. Popovici, M. Visarion și V. Roșca [61], [62] au alcătuit harta variației grosimii scoarței terestre, deci harta izobatelor suprafeței *M* pentru teritoriul românesc (pl. III). În prelucrarea datelor gravimetrice, autorii au

aplicat reducerea izostatică după sistemul Airy-Heiskanen și corecțiile geologice ținînd seamă de anomaliile reziduale izostatice.

Calculul adîncimii discontinuității M în km s-a făcut după formula anomaliei izostatice [61], [62]:

$$H_1 = 35 + H - H' - H'',$$

în care

$$H = 4{,}45 \ \Delta h,$$

$$H' = \frac{l_n \Delta \delta_n}{0{,}6},$$

$$H'' = 0{,}0397 \ \Delta \ gr,$$

Δh reprezentînd altitudinea medie în km a reliefului în punctul considerat, l_n fiind grosimea în km de profil a stratului cu contrast de densitate $\Delta \delta_n$, iar $\Delta \ gr$ corespunzînd anomaliei reziduale.

Avînd în vedere datele și procedeul utilizat de către autori, se poate considera că harta suprafeței M în aceste condiții reprezintă anomalia izostatică transformată din efect gravimetric în diferențe de nivel, marcînd mai sugestiv sectoarele supra- și subcompensate izostatic.

În ce privește simplificarea efectuată prin aplicarea reducerii izostatice Airy-Heiskanen, ea nu implică erori ce ar putea modifica raporturile de adîncime a discontinuității M.

W. A. Heiskanen și F. A. Venning Meinesz [35] au arătat că grosimea scoarței calculată după date gravimetrice este puțin mai mică decît adîncimea reală pînă la suprafața Mohorovičič. Harta grosimii scoarței terestre dată de M. Socolescu și colaboratorii pune în evidență variațiile suprafeței Mohorovičič la nivelul grosimii medii a scoarței, evaluată la 35 km.

Se menționează că datele seismologice arată o grosime mai mare a scoarței. Astfel, G. Petrescu și C. Radu [53], [54] indică în zona Vrancea 72 km, la Cîmpulung 57 km, la București 62,8 km, la Iași 46 km, la Timișoara 44 km, la Satu-Mare 40 km și la Cluj numai 29 km.

Pentru studiul provizoriu al mișcărilor crustale recente pe verticală din România, este însă suficientă grosimea relativă a scoarței, calculată pe elemente izostatice.

Harta izobatelor discontinuității Mohorovičič din România pune în evidență trei regiuni majore: o zonă centrală, corespunzătoare Bazinului Transilvaniei, caracterizată printr-o adîncime mică pînă la suprafața de discontinuitate, deci o ridicare a maselor subcrustale, o zonă de-a lungul arcului carpatic și a Munților Apuseni, în care suprafața M coboară accentuat, și o a treia zonă, suprapusă regiunilor de platformă, caracterizată prin valori medii de adîncime. Trebuie menționat faptul că în cuprinsul platformelor harta suprafeței M pune în evidență o ridicare a maselor subcrustale între Ialomița-Buzău, Rîmnicu-Sărat și la Craiova; la nord de Iași indică o coborîre.

Discontinuitatea M prezintă o importantă inflexiune dublă sub Carpații Orientali și o a doua paralelă cu prima sub Munții Apuseni.

Ambele inflexiuni mărginesc zona centrală ridicată a stratului bazaltic şi au fost corelate cu inelul magmatic din jurul Depresiunii Transilvaniei [61], [62].

*

În baza tuturor datelor gravimetrice şi magnetice cu caracter regional s-a elaborat studiul structurii geologice profunde a teritoriului românesc de către I. Gavăt şi colaboratorii [31].

Acest studiu a pus în evidenţă o serie de linii majore (pl. IV), care prezintă importanţă pentru descifrarea suprastructurii, ca şi pentru împărţirea şi delimitarea marilor unităţi structurale.

Funcţie de caracterul efectului geofizic, aceste linii exprimă raporturi structurale variate ca amploare, contacte între volume de roci de constituţii petrografice diferite sau plane rupturale în crustă etc.

În baza lucrărilor gravimetrice s-au determinat raporturile structurale de masă ce interesează crusta şi, eventual, chiar volume subcrustale.

Lucrările magnetice regionale au pus în evidenţă linii care reprezintă contacte între volume de roci diferenţiate magnetic; anomaliile magnetice pozitive, dispuse pe aliniamente, reprezintă indirect plane de ruptură în crustă.

Liniile mai importante determinate geofizic la exteriorul arcului carpatic sînt următoarele (pl. IV):

Linia I se plasează în Moldova în apropierea rîului Siret. Cu o orientare aproximativ nord-sud, ea marchează limita vestică a Platformei Podolice, reprezentînd o fractură crustală care separă compartimente de fundament cu compoziţie petrografică diferită. Această linie se reflectă atît în anomalia regională gravimetrică, cît şi în cea magnetică.

Linia II Bacău-Bîrlad-Murgeni, orientată est-vest, este tot o linie de importanţă crustală, pusă în evidenţă gravimetric, seismic şi magnetic. Ea separă Platforma Podolică de depresiunea predobrogeană.

Linia III (continuarea spre sud a liniei Siretului) reprezintă o fractură crustală, reliefată gravimetric şi magnetic; are semnificaţia unei limite tectonice a formaţiunilor hercinice dobrogene.

În cadrul Platformei Moldoveneşti se mai remarcă o linie importantă (IV), care urmăreşte aproximativ cursul rîului Prut. Marcată atît gravimetric, cît şi magnetic, ea are semnificaţia unei inflexiuni în lungul căreia la fundamentul arhaic se încorporează tectonic fundamentul baikalian.

Linia V, orientată aproximativ est-vest, între Galaţi şi gurile Dunării, pusă în evidenţă de anomalia gravimetrică, reprezintă o treaptă de afundare a fundamentului hercinic către nord în depresiunea predobrogeană.

O altă linie care afectează fundamentul de compoziţie petrografică diferită, pusă în evidenţă de anomalia gravimetrică, este linia VI, orientată nord-sud de-a lungul Dunării şi Prutului.

O serie de linii gravimetrice şi magnetice secundare confirmă în Moldova de sus căderea fundamentului Depresiunii Bîrladului în trepte de la est spre vest în depresiunea precarpatică şi segmentarea tectonică în horsturi a Dobrogii de nord.

La est de liniile I și III se află domeniul șisturilor verzi cu fundament hercinic, a cărui limită este bine pusă în evidență de gravimetrie numai către sud, prin linia denumită în Dobrogea Capidava-Canara (VII) și care nu a putut fi urmărită pe teritoriul Munteniei decît pînă în zona de curbură a Carpaților. Din punct de vedere magnetic, această limită a putut fi urmărită cu oarecare certitudine pînă la granița de nord a țării. În Dobrogea, unde evidența fracturii crustale nu poate fi pusă la îndoială, magmele care au pătruns pe această fractură au generat intruziuni magmatice axate pe linia ce unește apexurile anomaliilor pozitive magnetice din Dobrogea centrală.

Platforma Moesică este despărțită de domeniul carpatic printr-o linie determinată magnetic (VIII) și care începe de la Dunăre și se insinuează de-a lungul Carpaților Meridionali și Orientali pînă la granița de nord a țării.

În cuprinsul acestei unități structurale majore există de asemenea o linie de inflexiune (IX) care, ca și în cazul Platformei Moldovenești, pune în contact fundamentul vechi arhaic-karelian cu fundamentul mai nou, baikalian. Această linie gravimetrică și magnetică, orientată aproximativ vest-est, începe de la Dunăre, trece pe la nord de București și se identifică pînă la Marea Neagră.

În cuprinsul Platformei Moesice sînt puse în evidență o serie de anomalii magnetice pozitive, reprezentînd intruziuni magmatice pe zona de minimă rezistență crustală. Astfel menționăm cîteva zone de apexuri de anomalii pozitive în sudul Olteniei (pl. IV, *b*), la sud de Rîmnicu-Vîlcea și Pitești (pl. IV, *c*) și pe linia dintre Băicoi-Buzău-Cilibia-Țăndărei (pl. IV, *d*).

★

În domeniul de cutare alpino-carpatic, ce cuprinde lanțurile muntoase ale Carpaților Orientali, Meridionali și Apuseni, precum și depresiunile din interiorul și din afara lanțului muntos, liniile tectonice mai importante, determinate geofizic, sînt următoarele :

Linia X, orientată NV-SE, reprezintă fractura majoră de-a lungul căreia au avut loc erupțiile neogene care au dat naștere lanțului vulcanic Harghita-Vihorlat. Această linie, de importanță crustală, marchează treapta de scufundare a cristalinului transcarpatic în Depresiunea Transilvaniei.

Linia XI afectează tangențial teritoriul țării noastre, continuîndu-se atît către sud-vest în Ungaria, cît și către nord-est în U.R.S.S. Ea este interpretată ca o linie de fractură la marginea estică a Depresiunii Panonice. Semnificația crustală este subliniată de intruziuni magmatice.

Linia XII separă fundamentul Munților Apuseni de Depresiunea Transilvaniei. Marcată gravimetric de la Biharia peste Turda la Alba-Iulia, ea este însoțită de o înșiruire de maxime magnetice, datorate corpurilor magmatice, legate de fracturi crustale.

Linia XIII este o altă linie gravimetrică de inflexiune ; ea marchează o treaptă importantă de scufundare a fundamentului carpatic către nord.

Ea străbate ţara de la est la vest pe la jumătatea ei. Continuitatea acesteia nu a putut fi stabilită cu siguranţă pe tot parcursul, după cum nu există nici date certe că ea s-ar lega cu linia II care mărgineşte la sud Platforma Podolică.

O ultimă linie mai importantă (XIV) este situată în nordul ţării de-a lungul Someşului. Orientată est-vest, ea se continuă în Ungaria, afectînd fundamente cu constituţie petrografică diferită.

Regiunea de cutare alpino-carpatică este mărginită la vest de o fractură crustală (XV), pusă în evidenţă de anomalii ale componentei magnetice verticale, jalonate de erupţii banatitice.

În afara acestor linii se menţionează o serie de anomalii magnetice pozitive datorate intruziunilor din centrul Bazinului Transilvaniei (*a*) şi şapte linii rupturale indicate de gravimetrie, orientate VSV-ENE, ce afectează fundamentul Carpaţilor în zona de curbură, marcînd puternica cădere în trepte a fundamentului spre zona depresionară din faţă.

*

În ceea ce priveşte activitatea seismică, se admite în general că ea este rezultatul proceselor tectonice actuale, care, la rîndul lor, sînt o consecinţă a deformărilor scoarţei. Acumulările energiei potenţiale a tensiunilor interne au loc de-a lungul „faliilor active", care adesea pot reprezenta limitele de separaţie dintre unităţi structurale, cu diferenţe esenţiale în ceea ce priveşte direcţiile şi vitezele deformărilor tectonice. De aceea stabilirea relaţiilor dintre seismicitate şi tectonică contribuie atît la clarificarea condiţiilor de generare a cutremurelor, cît şi a tendinţelor de mişcare a scoarţei terestre din zonele în care acestea se produc.

Cutremurele care au loc în mediul subcrustal este posibil să fie datorate eliberării de energie şi ca urmare a unor procese fizico-chimice (schimbării de stări alotropice) sau a unor curenţi magmatici, determinaţi de presiunile neuniforme ale blocurilor continentale [11].

În România [6], [7], [51]—[54], zona seismică cea mai importantă este Vrancea (pl. V, *A*), situată la exteriorul arcului carpatic, zonă în care sînt înregistrate cutremurele cu focarele în scoarţă şi sub aceasta.

Zona focarelor din scoarţă formează la exteriorul curburii Carpaţilor un singur ansamblu, cu o arie de circa 10 000 km^2. Din plasarea spaţială a focarelor în scoarţa terestră rezultă că ele se manifestă în lungul unor falii şi că adîncimile părţilor active ale faliilor descresc de la 60—70 km în partea de vest la 20—30 km în partea de est.

După poziţia focarelor cunoscute pînă în prezent se deduce existenţa a cel puţin trei falii principale active, a căror lungime se estimează a fi de ordinul a 100 km fiecare. Orientarea planurilor de falie este aproximativ NE-SV, adică paralel cu tangenta la cotul arcului carpatic [16], [54], [56], [57], iar înclinarea variază între 35—60° spre NV. Aceste falii active din profunzime sînt, în linii generale, paralele cu direcţia liniilor geologice şi geomorfologice mai importante care se observă la suprafaţă. De aceea se poate admite că o parte din cauzele care au determinat tectonica de la curbura Carpaţilor au fost de aceeaşi natură şi orientare cu cele care con-

tinuă să se manifeste în focarele seismice din regiune [22], [23]. Studiile recente efectuate asupra mecanismului cutremurelor din Vrancea de L. Constantinescu și D. Enescu [22], [23] arată în cîteva cazuri și o tendință de transversalitate față de direcția generală a faliilor active menționate. Aceste eventuale plane de falie ar putea fi puse în legătură cu una dintre liniile tectonice ale fundamentului hercinic. Datele gravimetrice și geomagnetice sînt în concordanță cu aceste constatări generale. În sprijinul acestor fapte, G. Murgeanu și Șt. Airinei [2] arată că în partea de vest a zonei Vrancea se reflectă imaginea unui fundament compartimentat în horsturi (anomalii pozitive) și grabene (anomalii negative), iar „din ordinul de mărime al intensităților și independent de poziția relativă a unui compartiment față de altul se deduce o afundare generală a fundamentului hercinic de la vest la est și totodată de la nord spre sud". În același timp R. Botezatu și colaboratorii [12] constată în zona precarpatică o afundare generală a fundamentului de la est la vest, care corespunde cu creșterea continuă în grosime a depozitelor neogene care la vest de Focșani depășesc 12 000 m. Din examinarea acestor elemente rezultă o tendință generală de ridicare și chiar de încălecare a unității carpatice în raport cu unitățile din față reprezentate de marginea de vest a Platformei Ruse și de fundamentul hercinic, care se interpune între cele două unități menționate. Acest fapt explică și grosimea mai mare a scoarței în această zonă, care pe baza studiilor seismologice este de 60—70 km.

Evaluarea energiilor cutremurelor din scoarță în perioada ultimilor 60 de ani arată că magnitudinea lor (M) este relativ redusă (mai mică decît 5 și, în medie, 3—4).

Zona focarelor profunde ($h = 100—200$ km) are o arie mai restrînsă, dar focarele sînt mai numeroase de 9—10 ori decît cele din scoarță. În ansamblu ele constituie un focar adînc, izolat și persistent [16], [57], [67], care, după efectele cunoscute din trecut, reprezintă elementul principal al seismicității teritoriului românesc, depășind și efectele cutremurelor din scoarță din celelalte părți ale țării. La cutremurul din noiembrie 1940, acest focar profund a avut $M = 7{,}4$. Pe baza datelor existente se precizează că în regiunea Vrancea se produce la un interval de 100 de ani cel puțin un cutremur de pămînt profund de mare intensitate (cu magnitudine de aproximativ 7,5).

Zona Cîmpulung-Muscel (pl. V, *B*) este o altă zonă în care sînt cunoscute focare în scoarță cu o magnitudine relativ redusă. Aceste focare pot fi puse în legătură cu linia de ruptură care există, probabil, la marginea de est a Munților Făgăraș și cu puternica dislocație de pe versantul nordic al culmii Cozia.

În Banatul sudic (pl. V, *C*), în legătură cu marile dislocări care au avut loc la contactul dintre pînza getică și autohtonul danubian [21], s-au înregistrat mai multe cutremure cu focarele în scoarță, cutremure cu efecte locale destul de puternice.

În Banatul de vest și de nord (pl. V, *D*) sînt de asemenea focare în scoarță. Ele sînt în legătură fie cu o falie aproximativ verticală situată la contactul dintre Cîmpia Panonică cu Munții Banatului, fie cu fractura est-

vest corespunzătoare culoarului rîului Mureş, prin care în neogen s-a menţinut legătura dintre apele Bazinului Panonic cu cele ale Bazinului Transilvaniei. Unele cutremure înregistrate la adîncimi de 6—10 km în zona Periam la vest de oraşul Timişoara au avut magnitudini relativ ridicate (4,75—5).

În Crişana (pl. V, *E*) sînt cunoscute două focare în scoarţă ; ele pot fi puse în legătură cu puternicele dislocaţii care marchează contactul dintre Cîmpia Panonică şi Munţii Apuseni.

În partea de nord a ţării, în Maramureş (pl. V, *F* şi *G*), sînt cunoscute focare în scoarţă probabil în legătură cu rupturile în lungul cărora s-au produs erupţiile vulcanice neogene.

Singurul cutremur înregistrat în Dobrogea de vest (pl. V, *H*) este cel din 1927, cu focarul în scoarţă. Acesta se poate pune în legătură cu linia de fractură dintre Dobrogea de vest şi Cîmpia Română, linie care a apărut în urma fracţionării şi prăbuşirii catenei kimerice, fapt care a condus la izolarea Dobrogii de zona carpatică.

Focarele din Dobrogea de nord (pl. V, *I*) sînt localizate în scoarţă pe linia Isaccea-Tulcea-Dunavăţ. Ele pot fi puse în legătură cu linia de contact [31] dintre zona de cutări hercinice din Dobrogea de nord şi „avanfosa predobrogeană".

În Dobrogea de sud (pl. V, *J*) se găsesc focare localizate în scoarţă la o adîncime redusă, în lungul unei linii NNE-SSV care fracţionează promontoriul sud-estic al Dobrogii, aproximativ pe linia Cavarna-Sabla. Focarele acestor cutremure, fiind la o adîncime relativ mică, afectează arii reduse. Seismele provocate sînt local puternice, cu efecte chiar distrugătoare dar la intervale seculare.

Focare în scoarţă ale unor cutremure slabe se mai semnalează în Cîmpia Română şi în Bazinul Transilvaniei, dar înregistrările, nefiind suficient de exacte, nu pot fi localizate, astfel ca să fie puse în legătură cu vreun accident tectonic cunoscut.

c. Date de nivelment repetat

Tendinţele de mişcare pe verticală ale scoarţei terestre şi a ordinului de mărime a vitezelor se obţin, aşa cum s-a arătat mai înainte, prin măsurători de nivelment repetat cu înalt grad de precizie.

În România au fost efectuate nivelmente de precizie în vederea alcătuirii hărţilor geodezice încă înainte de primul război mondial. La acea dată, lucrările geodezice neavînd în vedere măsurarea nivelmentului repetat pentru stabilirea mişcărilor pe verticală ale scoarţei, staţiile de nivelment nu au fost bornate, astfel încît să fie ferite de mişcările incidentale locale. Pe de altă parte, reţeaua de nivelment a fost alcătuită fără să se urmărească includerea în acelaşi poligon a unor unităţi geologice cu tendinţe diferite de mişcare. O altă greutate în obţinerea unor date omogene rezultă din faptul că vechile nivelmente sînt realizate pe baze diferite. Astfel se menţionează că nivelmentul din Transilvania are la bază sistemul

austriac, cu nivel de bază Marea Adriatică, pe cînd teritoriul de la exteriorul arcului carpatic are nivel de bază Marea Neagră.

Actualele lucrări de nivelment în reţelele de ordinul I şi II, efectuate de către Direcţia topografică militară, includ în traseele noi (acolo unde se pot identifica) şi borne ale vechilor reţele de nivelment.

Prin Direcţia topografică militară s-au obţinut date de nivelment repetat pe intervale de la 5—67 de ani pentru cîteva trasee vechi identificate (tabela I şi fig. 1).

Tabela 1

Nr. crt.	Staţii de măsurători de nivelment repetat	Diferenţă de cotă (mm)	Intervalul de ani
1	Constanţa—Feteşti	−23	67
2	Feteşti—Bucureşti (Chitila)	−49	67
3	Bucureşti (Chitila) — Piatra-Olt	+ 8	67
4	Bucureşti—Predeal	+49	67
5	Piatra-Olt—Valea Fratelui— T. Roşu	+17	30
6	Calafat—Giurgiu	+28	7
7	Costeşti—Roşiori	+ 2	6
8	Costeşti—Turnu-Măgurele	+93	6
9	Adjud—Ghimeş	+209	5
10	Ghimeş—Ciceu	−20	5

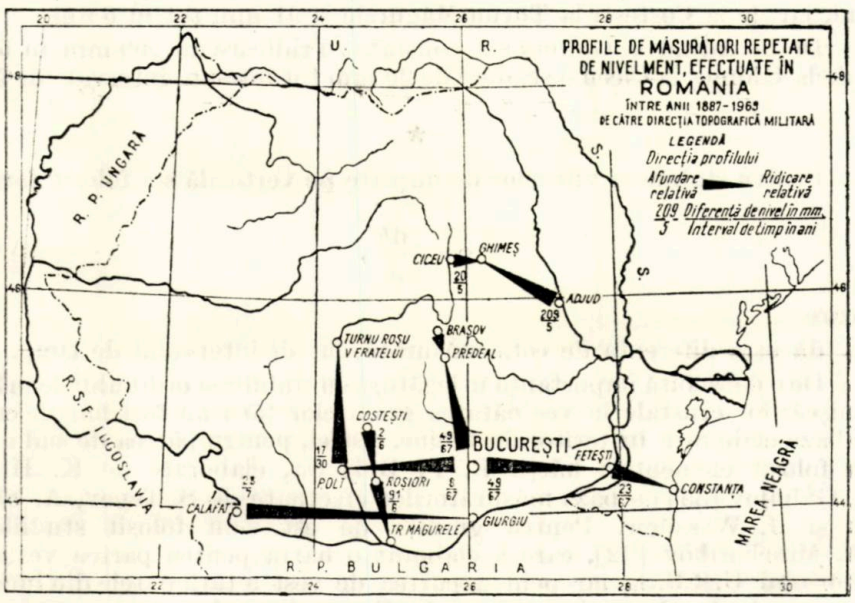


Fig. 1

Parte din datele obţinute au putut fi raportate la un nivel de bază ales la Constanţa. Valorile neraportate la nivelul de bază de la Constanţa au fost folosite pentru stabilirea mişcărilor relative din sectorul respectiv. În legătură cu acest nivel se menţionează rezultatul măsurătorilor executate de Direcţia porturilor maritime din fostul P.C.A., citate de V. Cotovu [17], măsurători efectuate la un maregraf instalat în portul Constanţa, care arată o creştere de circa 30 cm a nivelului mării în intervalul 1880—1935. Această creştere reprezintă în realitate o afundare a ţărmului mării. Valoarea brută de 300 mm constatată, corectată cu valorile medii ale fenomenelor de seiche, precum şi ale fluxului şi refluxului, trebuie redusă la aproximativ 100 mm, ceea ce înseamnă pentru intervalul măsurat o afundare de pînă la 2 mm/an.

Între Constanţa şi Feteşti s-a obţinut o diferenţă de nivel de —23 mm în 67 de ani ; traseul prezintă o tendinţă de ridicare în centrul Dobrogii.

Pentru acelaşi interval de timp s-a obţinut între Feteşti şi Bucureşti o diferenţă de —49 mm, iar între Bucureşti şi Piatra-Olt + 8 mm.

Traseul Bucureşti-Braşov, după o uşoară coborîre pînă în zona Ploieşti, arată o creştere continuă pînă la nord de Sinaia, după care marchează din nou o uşoară cădere spre Braşov. Astfel, pentru 67 de ani, diferenţa dintre Bucureşti şi Predeal este +49 mm.

De la Piatra-Olt spre Valea Fratelui, lîngă Turnu-Roşu, pe valea rîului Olt, s-a înregistrat o ridicare de +17 mm în 30 de ani.

Între Calafat şi Giurgiu, măsurătorile arată o creştere de +28 mm în 7 ani. De la Costeşti la Roşiori s-a înregistrat o diferenţă de +2 mm în 6 ani, iar de la Costeşti la Turnu-Măgurele +91 mm tot în 6 ani.

De la Adjud la Ghimeş s-a constatat o ridicare de 209 mm în 5 ani, iar de la Ghimeş la Ciceu o scădere de 20 mm tot într-un interval de 5 ani.

★

Pentru stabilirea vitezelor de mişcare pe verticală s-a folosit formula

$$v = \frac{dh}{dt},$$

în care

dh este diferenţa de cotă măsurată, iar dt intervalul de timp.

De o deosebită importanţă în legătură cu stabilirea ordinului de mărime al mişcărilor crustale în vecinătatea graniţelor ţării au fost hărţile cu izocatabaze elaborate în teritoriile vecine. Astfel, pentru partea de sud a ţării s-au folosit elementele hărţii R. P. Bulgaria, elaborate de K. Hristov şi J. Gâbâlov [33] pe baza măsurătorilor efectuate de S. Tenev, A. Shumkov şi J. Wassilew. Pentru graniţa de est s-au folosit studiile lui I. A. Mescherikov [42], care a elaborat o hartă pentru partea vestică a teritoriului U.R.S.S., iar pentru partea de vest a ţării datele din lucrările elaborate de L. Homoródi [32] şi L. Egyed [26], bazate pe măsurători de nivelment repetat pe aproape întreg teritoriul R. P. Ungare.

3. ALCĂTUIREA HĂRȚII PROVIZORII A MIȘCĂRILOR VERTICALE RECENTE ALE SCOARȚEI TERESTRE DIN ROMÂNIA

Numărul redus de măsurători de nivelment repetat de care s-a dispus, cum și faptul că în general valorile existente au fost calculate pe o perioadă relativ scurtă, a impus ca în actualul stadiu să se alcătuiască o hartă provizorie (pl. VI), bazată pe coroborarea elementelor geologice, geofizice, geomorfologice și geodezice, care au putut să concureze la crearea unei imagini mai apropiate a fenomenelor în mișcare.

O primă operație în dezvoltarea acestui stadiu a fost identificarea pe baza hărților geologice și geofizice a principalelor unități structurale care prin natura lor s-a constatat că prezintă individualitate tectonică [8], [34]. Acest lucru a fost realizat prin compararea hărților geotectonice, a hărții structurii profunde a scoarței terestre după datele geofizice și a hărții seismologice.

Stabilirea raporturilor de mișcare dintre unitățile structurale astfel identificate s-a realizat prin măsurători de nivelment repetat, pe bază de observații geomorfologice și ținînd seama de harta suprafeței M, calculată cu formula anomaliei izostatice. S-a considerat că sectoarele supracompensate manifestă tendințe de coborîre relativă, iar cele subcompensate tendință de ridicare.

Din examinarea elementelor menționate a rezultat pentru unele dintre unitățile structurale ale țării o comportare clară în ceea ce privește tendințele de mișcare.

Astfel :

— zona litoralului dobrogean și partea estică a Cîmpiei Române pînă în zona Focșani prezintă o tendință netă de coborîre ;

— Carpații Orientali prezintă o tendință generală de ridicare [32], [50], [58]—[60] :

— o ușoară tendință de ridicare prezintă de asemenea Carpații Meridionali și Munții Apuseni ;

— Depresiunea Getică, Cîmpia Craiovei și Depresiunea Lom din R.P. Bulgaria constituie o zonă cu tendințe de afundare ;

— Depresiunea Transilvaniei și Depresiunea Panonică prezintă tendințe de coborîre relativă față de unitățile adiacente.

În acest context de elemente s-a desprins ca necesară alegerea datelor cu un grad mai mare de certitudine care să constituie o bază de calcul. Aceste elemente au fost găsite în valorile care indică amplitudinea scufundării țărmului dobrogean, unde au existat atît măsurători directe, cît și observații geomorfologice suficiente și edificatoare [73]. Se consideră ca reper de referință suprafața Mării Negre.

Aceste date conduc la o amploare a fenomenului de afundare de circa 1 mm/an în zona Mangalia (2 m în 2 000 de ani) și peste 1 mm/an mai la nord, în zona Constanța. Cea mai mare valoare a afundării este în zona Deltei Dunării [14], [16], [41], unde atinge, probabil, peste 2 mm/an ținînd seama că la gura limanului Nistrului I. A. Mescherikov [42] indică —5 mm/an, iar V. P. Fedorov [29], în alte zone din partea de nord-vest a

a Mării Negre (pe bază de observații geomorfologice), indică valori între −2 și −3 mm/an.

Măsurătorile de nivelment repetat executate pe teritoriul R. P. Bulgaria pînă în vecinătatea granței cu țara noastră arată o puternică ridicare în partea centrală a Dobrogii de sud (4—5 mm/an), cu tendință de descreștere la est, vest și nord. În zona dintre Cernavodă și Oltina sînt tendințe de ridicare, depozite recente ale Dunării întîlnindu-se la 12 m deasupra nivelului actual al fluviului.

În lungul Dunării, datele de nivelment repetat din R. P. Bulgaria s-au racordat cu cele din țara noastră, executate de Direcția topografică militară pe traseul Giurgiu—Turnu-Măgurele—Calafat. Mișcărilor de ridicare din zona Giurgiu—Călărași le urmează, spre vest, o afundare care atinge un maxim între confluența văii Jiului cu Dunărea și Calafat, corespunzătoare în R. P. Bulgaria Depresiunii Lom. Cursul Dunării apare puternic influențat de aceste mișcări verticale ale scoarței; în aval de Turnu-Severin este atras spre sud (spre Depresiunea Lom), apoi din cauza tendințelor de ridicare din zona Giurgiu—Călărași, spre E-NE, pentru ca, în fine, să ocolească Dobrogea la contactul cu Cîmpia Română pe un traseu sud-nord și, în ultimă instanță, spre est.

Ridicarea din zona Piatra-Olt—Turnu-Măgurele, care rezultă atît din măsurătorile de nivelment dintre București și Piatra-Olt, cît și din cele de la Costești la Roșiori—Turnu-Măgurele, explică direcția cursului rîului Jiu, care se axează pe depresiunea Craiova—Lom, în timp ce rîurile care izvoresc din Carpați la est de rîul Olt se îndreaptă inițial spre sud-est, apoi spre est, iar rîurile mai vestice (Buzăul) chiar spre nord-est, adică spre axul zonei de maximă coborîre. Această zonă este evident marcată de cursurile meandriforme, însoțite de numeroase bălți și lacuri, ale rîului Buzău între localitățile Găvanu și Măxineni, precum și al rîului Ialomița între Urziceni și Țăndărei.

Mai la nord, rîul Siret, pe cursul său inferior între localitatea Suraia și vărsarea în Dunăre, prezintă aceleași fenomene de puternică meandrare, marcînd zona de maximă coborîre.

Raporturile dintre Cîmpia Română și Carpați sub aspectul mișcărilor verticale au fost stabilite în bună parte prin măsurătorile efectuate pe valea rîului Olt (între localitățile Piatra-Olt și Valea Fratelui), apoi între București—Predeal—Brașov și, mai la vest, între Adjud—Ghimeș—Ciceu (amintite în capitolul 2 *c*). Remarcabilă apare tendința clară de ridicare a ansamblului lanțului carpatic manifestată în rețeaua hidrografică prin diversele nivele de terase. Valoarea ridicării de 1—2 mm/an pentru Carpații Meridionali și zona de curbură apare justificată față de aspectele geomorfologice generale [73].

La nord de linia Trotușului, măsurătorile arată brusc valori mai mari și deci o tendință de ridicare accentuată. Valorile uneori exagerat de mari indicate de măsurători au fost reduse la nivelul mediu al tendințelor de ridicare din zone comparabile. Valorile extrapolate de la granița de nord, indicate de I. A. Mescherikov [42] pentru partea de sud-vest a U.R.S.S.,

sînt de asemenea mari, indicînd mișcări de ridicare pînă la 10 mm/an. Izocatabazele U.R.S.S. se racordează în ce privește alura și tendințele de mișcare, totuși prezintă diferențe în plus în ceea ce privește valorile efective. Pentru o verificare și în final o acomodare a acestor valori în cadrul mișcărilor constatate în țările est- și central europene, s-au confruntat izocatabazele din harta Mescherikov cu cele obținute în Polonia de K. Schoeneich [60], I. Niewiarowski și T. Wyrzykowski [50]. Indicațiile pozitive sau negative s-au dovedit în general racordabile, însă valorile mișcărilor scoarței în Polonia sînt substanțial mai reduse decît cele din U.R.S.S. În schimb, harta izocatabazelor din Polonia se racordează atît ca tendințe, cît și ca valori cu cele din R. D. Germană, indicate de H. Weise [69], H. Montag [43], A. Lang [40], P. Bankwitz [8], L. Hiersemann [34] și din Cehoslovacia de B. Kruis [37] și A. Zatopek [70]. De aceea valorile din harta Mescherikov au fost reduse cu circa 50%, astfel ca să se racordeze ansamblului valorilor din această parte a continentului. În aceste condiții s-a considerat, pentru lanțul carpatic situat la nord de linia Trotușului, valori pozitive pînă la 4—5 mm/an. Aceste valori explică și pozițiile mai înalte cu circa 450 m ale bazinelor pliocene de la Borsec și Bilbor față de formațiile echivalente din Bazinul Transilvaniei.

★

Pentru restul teritoriului nemaidispunînd de date provenite din măsurători de nivelment repetat, s-a recurs la relațiile dintre grosimea scoarței terestre, gradul de compensare izostatică și tendințele actuale ale mișcării scoarței pe verticală, ținînd seama de caracterul general tectonic al sectorului respectiv [34].

Aplicînd această metodă, s-au putut trasa izocatabazele pentru restul teritoriului, constatîndu-se următoarele :

— în partea de nord-est, Platforma Podolică marchează o ridicare solidară cu sectorul nordic al Carpaților Orientali și o coborîre în zona de la nord de Iași. Acest fapt explică poziția mai coborîtă cu circa 150 m a bazinului hidrografic al rîului Jijia față de cel al rîului Siret. Acest fapt permite și înțelegerea tendințelor de captare a rîului Siret de către rîul Sitna, afluent al Jijiei, ale cărui izvoare au ajuns în lunca Siretului ;

— Bazinul Transilvaniei reprezintă în general o arie de coborîre față de unitățile structurale adiacente. Tendințe mai accentuate de coborîre se manifestă în zonele de la sud-est și nord-vest, zone către care converg rețelele hidrografice ale rîurilor Mureș și, respectiv, Someș. Este foarte posibil ca în cuprinsul Depresiunii Transilvaniei, în afară de mișcarea generală de coborîre, să existe local mișcări neconforme cu aceste tendințe din cauza echilibrului încă relativ în care se găsesc masele sedimentare neogene, echilibru neatins din cauze multiple, printre care se amintesc :

a) ridicările ramei bazinului care au determinat spre interior cutări uneori cu caracter diapir, din cauza prezenței formațiunilor cu sare ; *p*) tasări inegale ale sedimentelor, datorită diferențelor de grosime, a gradului variat de îndesare, a deosebirilor litologice și amortizării mișcărilor adînci de către formațiunile cu sare [8], [34] ;

— Munţii Apuseni şi Carpaţii Meridionali reprezintă zone cu tendinţă de uşoară ridicare, pentru care s-au apreciat valori de 1—2 mm/an. Culoarul Mureşului, care separă cele două unităţi, prezintă o zonă cu tendinţe de uşoară coborîre (cel puţin relativă). Aceaşi constatare se poate face pentru culoarul Someşului în partea de nord-vest a Transilvaniei;

— Bazinul Panonic se prezintă ca o arie depresionară, unde măsurătorile făcute de cercetătorii maghiari [26], [32] indică valori negative de 1—2 mm/an. Aceste coborîri sînt atribuite atît mişcării negative a fundamentului, cît şi tasării generale a importantelor mase de sedimente neogene. Fenomenul se resimte în ţara noastră pînă la contactul cu

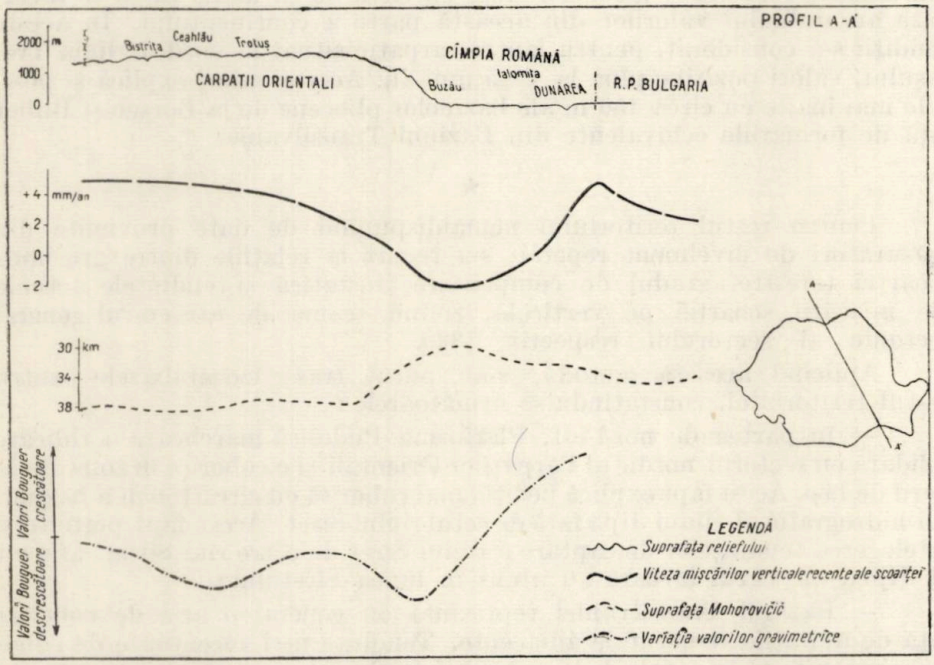


Fig. 2

Munţii Apuseni şi Carpaţii Meridionali, influenţînd în mod evident reţeaua hidrografică.

★

Relaţiile dintre tendinţele actuale de mişcare, relief, grosimea relativă a scoarţei şi efectul gravimetric în reducere Bouguer se redau în profilele caracteristice din figurile 2, 3, şi 4.

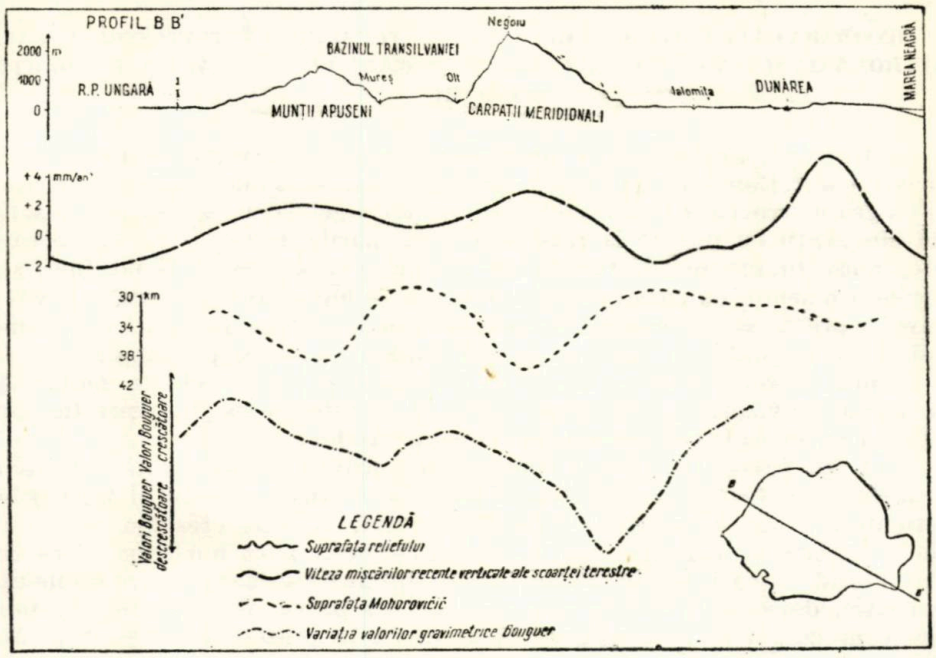

PROFIL B B'
2000 m
1000
0
R.P. UNGARĂ
BAZINUL TRANSILVANIEI
Negoiu
Mureș
Olt
MUNȚII APUSENI
CARPAȚII MERIDIONALI
Ialomița
DUNĂREA
MAREA NEAGRĂ
+4 mm/an
+2
0
-2
30 km
34
38
42
Valori Bouguer descrescătoare
Valori Bouguer crescătoare
LEGENDĂ
Suprafața reliefului
Viteza mișcărilor recente verticale ale scoarței terestre
Suprafața Mohorovičić
Variația valorilor gravimetrice Bouguer

Fig. 3

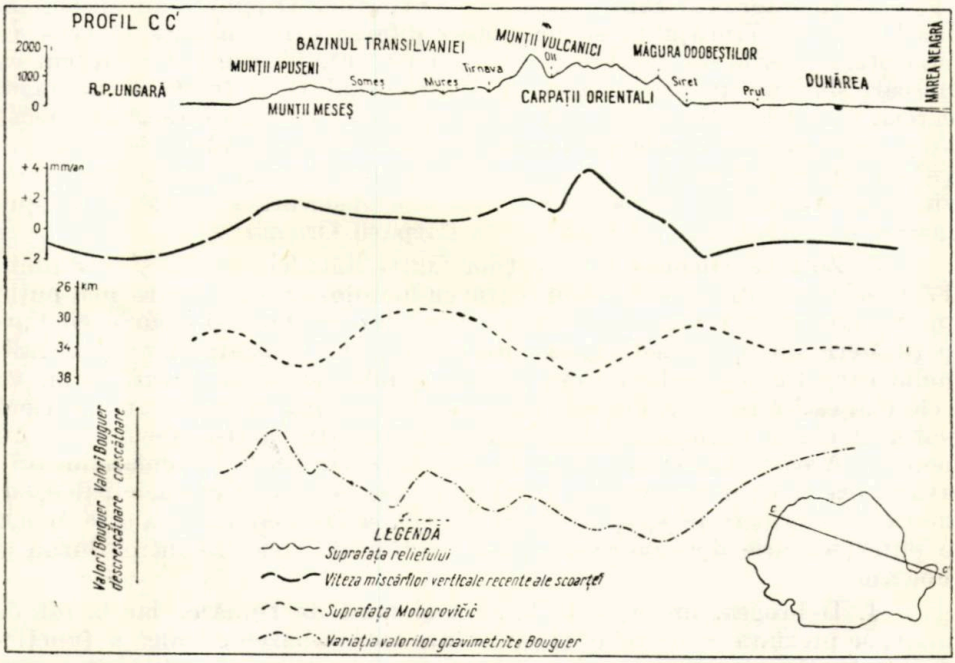

PROFIL C C'
2000
1000
0
R.P. UNGARĂ
BAZINUL TRANSILVANIEI
MUNȚII APUSENI
MUNȚII MESEȘ
Someș
Mureș
Tirnava
MUNȚII VULCANICI
Olt
CARPAȚII ORIENTALI
MĂGURA ODOBEȘTILOR
Siret
Prut
DUNĂREA
MAREA NEAGRĂ
+4 mm/an
+2
0
-2
26 km
30
34
38
Valori Bouguer descrescătoare
Valori Bouguer crescătoare
LEGENDĂ
Suprafața reliefului
Viteza mișcărilor verticale recente ale scoarței
Suprafața Mohorovičić
Variația valorilor gravimetrice Bouguer

Fig. 4

4. CONSIDERAŢII CU PRIVIRE LA RELAŢIILE DINTRE MARILE UNITĂŢI STRUCTURALE DIN ROMÂNIA ŞI TENDINŢELE ACTUALE DE MIŞCARE PE VERTICALĂ ALE SCOARŢEI TERESTRE

Din compararea hărţii provizorii a mişcărilor verticale recente ale scoarţei din România cu hărţile geotectonică, seismologică, gravimetrică şi cu cea a structurii profunde bazată pe date geofizice, se pot face o serie de observaţii cu privire la relaţiile dintre marile unităţi structurale care alcătuiesc fundamentul. Pentru ca compararea să poată fi posibilă, s-a alcătuit o schiţă cu izocatabaze provizorii pe hîrtie transparentă (pl. VII), care poate fi suprapusă peste fiecare dintre hărţile arătate. Procedînd astfel, se constată că, din ansamblul liniilor tectonice principale puse în evidenţă de cercetările geologice şi geofizice, parte din ele se manifestă în harta provizorie a tendinţelor actuale de mişcare ca linii care despart unităţi cu mişcări recente relativ diferite. Astfel :

1. În partea de nord şi nord-est se constată o importantă ridicare a marginii sud-vestice a Platformei Ruse împreună cu sectorul Carpaţilor Orientali situat la nord de linia Trotuşului, valorile crescînd progresiv de la est la vest, ridicarea maximă plasîndu-se în zona nucleilor cristalini. Caracterul mişcării uniforme de ridicare din acest sector (în care domeniul carpatic, depăşind în avansarea sa spre est pe cel prebalcanic, a ajuns adiacent cu cel podolic) sugerează ideea că în prezent între părţile profunde ale celor două unităţi s-a creat, ca mod de lucru, o oarecare sudură.

2. În interiorul zonei orogene a Carpaţilor Orientali, în special la nord de linia Trotuşului, se manifestă diferenţe importante în ceea ce priveşte sensurile de mişcare (5—6 mm pe an). Trebuie să admitem că mişcări similare au dat naştere în Mediteranul II la fractura în lungul căreia, în fazele orogeogene, s-a produs punerea în loc a importante mase vulcanice care azi constituie lanţul Harghita-Căliman [30]. Se consideră [9] că cei peste 1 000 km^3 de produse vulcanice (lave şi piroclastite andezitice) reprezintă o compensare a maselor dislocate spre est în timpul fazelor orogenice care au avut loc în Carpaţii Orientali.

3. Zona de curbură a Carpaţilor dintre linia Trotuşului şi cristalinul Făgăraşilor constituie în prezent o arie cu manifestări de ridicare mai puţin pronunţate decît ramura nordică a Carpaţilor Orientali şi chiar decît Carpaţii Meridionali. Această zonă corespunde ariei de scufundare a cristalinului carpatic şi totodată zonei în care fundamentul de şisturi verzi, cu cele mai estice reliefuri ale lui [9], a constituit pînă în tortonian o barieră datorită căreia domeniul de sedimentare carpatic a fost separat de cel podolic. Această barieră a putut fi distrusă către finele tortonianului prin avansarea şi apoi deversarea cuverturii de sedimente cretacic-paleogen-miocene interioare în spaţiul dintre Trotuş şi Dîmboviţa, unde se crease o puternică arie depresionară cu un maxim de coborîre între Buzău şi Focşani.

4. Dobrogea, înconjurată la vest şi nord de Dunăre, iar la est de mare, se prezintă ca un relief izolat. Alura izocatabazelor indică o funcţionare actuală independentă a acestei unităţi faţă de zonele adiacente, con-

firmînd faliile Galați—Cernavodă și Galați—Tulcea—Razelm, falii pe care s-au manifestat și focare seismice. Alura izocatabazelor în sectorul litoralului dobrogean arată de asemenea posibilitatea existenței unei falii care se desenează cu direcția nord-sud. În sprijinul acestei ipoteze este prezența mai ridicată a triasicului în Insula Șerpilor (U.R.S.S.) la o latitudine corespunzătoare avanfosei predobrogene, iar în partea de sud zona de sensibilitate seismică situată în mare la circa 30 mile în dreptul localității Sabla, sensibilitate rezultată, probabil, din întretăierea mai multor falii (Cavarna-Sabla, cea menționată cu direcția nord-sud și, eventual, o alta care secționează Dobrogea de mijloc pe direcția VNV-ESE). Atenuarea în zona Văii Carasu a mișcării de ridicare semnalate în partea de sud a Dobrogii confirmă de asemenea existența unei falii sau a unui sistem de falii în această zonă, unde Platforma Moesică ia contact cu zona șisturilor verzi; această falie a fost de altfel confirmată atît de studiile geologice, cît și de cele geofizice.

5. Între arcul carpatic, soclul dobrogean și Balcani se desenează o arie depresionară care cuprinde avanfosa predobrogeană, partea estică a Platformei Moesice, sudul Depresiunii Getice, Depresiunea Băilești-Craiova și Depresiunea Lom. Această arie reprezintă azi ecoul îndepărtat al geosinclinalului carpatic al cărui ax s-a mutat treptat mai la sud. Acest fapt se reflectă prin suprapunerea izocatabazelor provizorii atît peste harta anomaliei gravimetrice Bouguer, cît și peste harta geologică, constatîndu-se că depresiunile precarpatică și getică se situează în momentul de față în zone mai nordice față de axul actual de maximă coborîre. Analizînd de asemenea direcțiile liniilor rupturale puse în evidență în Platforma Moesică prin prospecțiunea seismică, se constată că aceste linii, de importanță pentru acumulările de hidrocarburi, prezintă o desfășurare în evantai cu deschiderea de la Olt spre est [18]. Această formă corespunde ariei de afundare din partea de est a Platformei Moesice.

6. Bazinul Transilvaniei, un masiv hercinic neregenerat, se comportă ca o arie de coborîre față de unitățile înconjurătoare, de care este separat printr-un sistem de falii: la sud importanta falie a Mureșului, care se prelungește pînă în Carpații Orientali, în est și nord-est puternica dislocație care a generat erupțiile neogene, iar la vest falia Alba-Iulia—Turda.

7. Munții Apuseni apar separați prin linii de importanță crustală; ei se manifestă și azi printr-o mișcare relativ diferită față de zonele adiacente.

8. Carpații Meridionali sînt mărginiți spre vest tot de linii de importanță crustală; acest fapt se reflectă prin mișcările diferite pe care această unitate le manifestă față de bazinul Transilvaniei și Depresiunea Getică.

★

Cele expuse permit a se trage și unele concluzii cu caracter general, printre care menționăm:

— ariile care manifestă o mișcare de coborîre relativă în România sînt legate de zonele cu o grosime mai mică a scoarței;

— aceste zone cu scoarţă subţire sînt caracterizate printr-o grosime relativ importantă a masei sedimentare (inclusiv şisturi cristaline) şi o subţiere, efilare sau chiar dispariţie a stratului granitic;

— în cuprinsul acestor zone se constată o serie de efecte geofizice datorate unor intruziuni magmatice bazice în fundament: în partea centrală a Bazinului Transilvaniei (pl. IV-*a*); în Platforma Moesică pe liniile nord Ploieşti—Cilibia—Ţăndărei (pl. IV, *d*), pe linia sud Rîmnicu-Vîlcea—Piteşti (pl. IV, *c*) şi în zona Balş—Craiova—Băileşti (pl. IV, *b*);

— se constată de asemenea o surprinzătoare suprapunere a zonei depresionare, marcată de tendinţele actuale de coborîre ale scoarţei (zonă delimitată de izocatabaza 0—0,5 mm/an), cu aria petroliferă şi gaziferă din România. Constatări similare se pot face şi pentru estul Depresiunii Panonice;

— aceste constatări sugerează posibilitatea unei legături între fenomenele eruptive menţionate şi prezenţa hidrocarburilor în depozitele sedimentare acoperitoare. Ipoteza menţionată, care conduce la o origine minerală a petrolului şi gazelor, în trecut susţinută pentru România de G. Murgoci, concordă şi cu unele păreri mai recente exprimate de D. Ştefănescu şi St. Airinei.

5. PRINCIPALELE DIRECŢII DE CERCETARE A MIŞCĂRILOR VERTICALE RECENTE ALE SCOARŢEI TERESTRE

Cele arătate permit a se sugera principalele direcţii de cercetare în vederea completării şi precizării hărţii provizorii a mişcărilor verticale recente ale scoarţei din România.

Nivelmentul repetat trebuie să se bazeze pe reţele de ordinul I şi II, reţele ale căror staţii vor fi bornate astfel încît să nu fie influenţate de eventualele fenomene fizico-geologice locale. Staţiile nodale ale reţelei de ordinul I necesită construcţii speciale (piloţi foraţi cu borne prinse în ciment, protejaţi printr-o construcţie de zidărie). În general, amplasamentul staţiilor trebuie ales în funcţie de condiţiile geomorfologice locale, iar reţelele în funcţie de diversele unităţi structurale, pe cît posibil cu tendinţe relativ diferite de mişcare. De asemenea trebuie ţinut seama ca erorile de determinare a cotelor staţiilor din reţea să fie sub ordinul de mărime ale diferenţelor de nivel care s-ar înregistra într-o anumită perioadă de timp. Nivelul de referinţă reprezintă unul dintre elementele principale ale nivelmentului repetat. Din experienţa căpătată în alte ţări se recomandă bornarea unui poligon în lungul ţărmului mării, ale cărui staţii să fie legate de maregrafe. În acest scop, toate valorile vor putea fi reduse la nivelul Mării Negre. Confirmarea şi precizarea hărţii mişcărilor pe verticală, alcătuită în baza nivelmentului repetat, se efectuează prin interpretarea geologică, geofizică şi geomorfologică.

Interpretarea geologică ia în considerare următorii factori ce pot produce mișcări pe verticală :

— *factori exogeni* : influența temperaturii ; formarea de goluri prin circulația apei ; variația nivelului hidrostatic ; mărirea gradului de îndesare a rocilor ; procese de alterare locale ; diageneze ; schimbarea stării de plasticitate a rocilor argiloase în funcție de conținutul de apă ;

— *factori endogeni* : mareele terestre ; procese tectonice la adîncimi diferite ; fenomene izostatice.

În unitățile structurale în care se manifestă procese tectonice deosebite, apar necesare măsurători speciale de nivelment geologic în vederea identificării mișcărilor neotectonice.

Pentru interpretarea geofizică este necesară o comparare a hărții geodezice cu datele măsurătorilor gravimetrice repetate, cu harta anomaliei regionale izostatice (sectoarele supra-și subcompensate izostatic) și cu studiile seismice, seismologice și magnetice.

Interpretarea geomorfologică și hidrogeografică se realizează prin : studiul distribuției și alurei rețelei hidrografice ; studiul profilelor de echilibru ale rîurilor care străbat unități geologice diferite ; identificarea zonelor cu meandre, a zonelor inundabile, lacustre și turbiere ; studiul depozitelor cuaternare.

★

În încheiere arătăm că harta provizorie a mișcărilor verticale recente ale scoarței are ca scop o zonificare preliminară a suprafeței teritoriului românesc în vederea elaborării unui plan de studii geodezice, geofizice, geologice și geomorfologice cu ajutorul cărora să se ajungă la o imagine mai exactă a actualelor tendințe de mișcare pe verticală a scoarței terestre în România, fenomene cu implicații largi atît științifice, cît și practice.

Primită la redacție la 2 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei St., *Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru)*. Acad. R.P.R., Bul. Științ., Secția biol., agron., geol., geogr., s. 7, **I**, 155 (1955).
2. Airinei St., Murgescu G., *Contribuții geofizice la cunoașterea structurii fundamentului curburii Carpaților Orientali*. St. cerc. geol. **VI**, *1*, 171—184 (1961).
3. Airinei St., Suceva M., *Notă asupra anomaliei gravimetrice-magnetice din regiunea Lacului Sinoe (Dobrogea)*. D.D.S. Com. Geol., Vol. I (1962—1963), P. II, p. 445, București, 1964.
4. Airinei St., Pricăjan A., *Informații geofizice privind structura geologică a fundamentului părții de nord a Deltei Dunării și regiunea mineralelor grele din nisipurile marine de pe litoralul Mării Negre*. D.D.S. Com. Geol., Vol. LI/2 (1963—1964), București, 1965.

5. Antipa Gr., *Wissenchaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas.* An. Inst. geol. Rom. Vol. II, Bucureşti, 1915.
6. Atanasiu I., *Cutremurele de pământ din România.* Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1960.
7. Atanasiu I., *Cutremurele de pământ şi sensibilitatea seismică în România.* An. Acad. R.P.R., S.-Ştinţ. geol. geogr. şi biol., Seria A T I, Mem. 5, Bucureşti, 1949.
8. Bankwitz P., *Geologische Interpretation der vorlänfigen Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der D.D.R.* „Petermanns Geographischen Mitteilungen" 1965, 2 Quartalschaft Berlin.
9. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali.* Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
10. Benioff H., *Orogenesis and deep Crustal Structure-additional evidence from Seismology.* Bull. Geol. Am., **65**, 5 (1954).
11. Benioff H., *Movements on Major Transcurrent Faults* Runcorn S. K., *Continental Drift,* Acad. Press, London 1962.
12. Botezatu R., Dumitriu S., *L'effet gravimétrique de la limite extérieure du flysch en Moldavie du nord.* Revue de géologie et de géographie, **1** (1957).
13. Botezatu R., *Metode geofizice de cercetare a subsolului.* Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1964.
14. Brătescu G., *Delta Dunării.* Bul. Soc. de Geografie, **XXXIII** (1912).
15. Ciocârdel R., Patrulius D., *Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei regiunii Canara-Năvodari (jud. Constanţa).* Bul. Ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţ. geol. geograf-biol., *2*, (1950).
16. Ciocârdel R., Em. Protopopescu-Pache, *Consideraţii hidrogeologice asupra Dobrogei.* Comit. Geol. Studii Tehnice şi econom. Seria E, *3*, (1955).
17. Ciocârdel R., Cişmigiu Al., Ţiţaru E., *La seismogenèse du territoire de la R.P. Roumaine. Carpatho-Balkan.* Geol. Assoc., VII Congr. Sofia, 1965, P. IV.
18. Cornea I., Burcea C., Ţugui C., Ionescu E., Trîmbiţaş N., Georgescu St., Leafu S., Tomescu L., Braşoveanu Al., Chişcan M., Leafu F., Mihăilă S., Sipoş V., *Contribuţii seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moesice între Olt şi Buzău.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **3**, *1*, (1965).
19. Cornea I., *Contribuţii geofizice la studiul structurii geologice a depresiunii Bîrladului.* St. cerc. geol. geofiz. geogr. seria geofizică, **2** (1964).
20. Cotovu V., *Date hidrografice pe ţărmul românesc al Mării Negre.* An. Min. de Constr. şi Lucrărilor Publice Seria III, Vol. IV, Bucureşti, 1945.
21. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi.* An. Inst. Geol. Roum. XX, Bucarest, 1940.
22. Constantinescu L., Enescu D., *Caracteristicile mecanismului cutremurelor carpatice şi implicaţiile lor seismotectonice.* St. cerc. geofiz., **1**, *1*, (1963).
23. Constantinescu L., Enescu D., *Intensity relations for the Carpathian Earthquakes Parameters of the seismic regime of the Vrancea region.* Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Série de Géophys., **8**, (1964).
24. Drăghinda I., Iliescu G., *Vederi noi asupra structurii Carpaţilor Orientali.* Comit. Geol. Dări de seamă ale şedinţelor. Vol. L/2 (1962—1963), Bucureşti, 1965.
25. Dumitrescu I., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie.* Ann. Comit. Géol. Vol. XXXII, Bucarest, 1962.
26. Egyed L., *Some geophysical problems im conection with recent and part crustal movement.* Deutsche Akad. d. Wissenschaften—Berlin. Internationales Symposium uber rezenten Erdkrustenbewegungen, Leipzig, 1962.

27. Esca A., *Profile gravimetrice peste Carpaţii Orientali.* Comunicările Acad. R.P.R.,, **III**, *1—2* (1953).

28. Esca A., *Măsurători gravimetrice în regiunea Tîrgovişte—Voineşti—Pietroşiţa.* Studii tehnice şi economice, **II**, Seria D (1962).

29. Федоров В. П., *Стратиграфия четвертичных отложений Понто-Каспик Хронология и климат четвертичного периода.* Москва, 1960.

30. Filipescu G. M., *Problema vulcanismului extracarpatic.* Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj, **III** (1944).

31. Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice).* St. cerc. geofiz. **1**, *1* (1963).

32. Homoródi L., *Untersuchungen der rezenten Erdkrustenbewegungen in Ungarn.* Deutsche Akad. d. Wissenschaften — Berlin. Internationales Symposium über rezenten Erdkrustenbewegungen. Leipzig, 1962.

33. Hristov K., Gâlâbov I., *Mitteilung uber eine vorläufige Untersuchung über die neuen vertikalen Bewegungen der Erdkruste in Bulgarien.* Deutsche Akad. d. Wissenschaften Berlin. Internationales Symposium über rezenten Erdkrustenbewegungen. Leipzig, 1962.

34. Hiersemann L., *Geophysikalische Interpretation der „Voräufigen Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der D.D.R.* „Petermanns Geographischen Mitteilungen", 1965, 2 Quartalschaft—Berlin.

35. Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A., *The Earths and Its Gravity Field.* New York, 1958.

36. Kaitera P., *Sea pressure as a geological factor.* Geophysica, **8**, *4* (Helsinki) (1965).

37. Kruis B., *Erforschung vertikalen Erdkrustenbewegungen in der Tschechoslowakei.* Deutsche Akad. d. Wissenschaften—Berlin Internationales Symposium über rezenten Erdkrustenbewegungen. Leipzig, 1962.

38. Iacobs I. A., Russel R. D., Wilson J. Tuzo, *Physics and Geology.* Mc. Grow. Hill Book Company Inc., New York, 1959.

39. Iosif T., *Structura scoarţei terestre sub teritoriul R.P.R.* St. cerc. astron. seismol. **III**, *2* (1958).

40. Lang A., *Vorläufige Ergebnisse rezenten vertikalen Krustenbewegungen aus Vergleichen von Präzisionsnivellments in der DDR.* „Petermanns Geographischen Mitteilungen" 1965 Quartalschaft—Berlin.

41. Liteanu E., Pricăjan A., *Alcătuirea geologică a Deltei Dunării.* Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria E (Hidrogeologie) **6**, 161 (1962).

42. Mescherikov I. A., *Secular crustal movements : some results and tasks of researches.* Deutsche Akad. d. Wissenschaften—Berlin. Internationales Symposium über rezenten Erdkrustenbewegungen. Leipzig, 1962.

43. Montag H., *Die Wasserstandsänderung am Pegel Warnemunde und das daraus abgeleitete Berugsniveau der rezenten vertikalen Krustenbewegungen.* „Petermanns Geographischen Mitteilungen" 1965, 2 Quartalschaft Berlin.

44. Muratov M. V., *Istoria Bazinului Mării Negre.* An. Rom-Sov., *7*, (1952).

45. Muratov M. V., Muscalova I. N., *Etapele principale ale istoriei geologice a Carpaţilor Orientali.* An. Rom-Sov., *3*, (1953).

46. Murgeanu G., *Formarea Depresiunii Cîmpulung.* Comunicările Acad. R.P.R., **1**, *11—12* (1951).

47. Murgeanu G., *Sur une cordillière antésénonienne dans le geosinclinal du Flysch Carpathique.* C. R. des séances de l'Inst. Géol. de Roum., Vol. **XXI** (1932—1933) Bucureşti, (1937).

48. Murgoci C., *The geological syntesis of the South Carpathians.* C. R. Congr. Géol.. int. XI-ème sess. II, Stockholm, 1910.

49. Neef E., *Geographische Interpretation der vorläufigen Karte der Rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der DDR.* „Petermanns Geographischen Mitteilungen" 1965, 2 Quartalschaft—Berlin.

50. Niewiarowski I., Wyrykowski T., *Die Bestimmung gegenwärtiger vertikalen Erdkrustenbewegungen im polnischen Raum durch Verleich von Ergebnissen wiederholter Präazisionnivellments.* Deutsche Akad. d. Wissenschaften — Berlin. Internationales Symposium über rezenten Erdkrustenbewegungen. Leipzig, 1962.

51. Petrescu G., *Sur quelques séismes de Roumanie.* Acad. Roum. Bul. Sect. Sci., **XXII**, *10*, 489—495 (1940).

52. Petrescu G., Radu C., *Seismicitatea teritoriului R.P.R. în perioada 1901—1906.* Bul. Acad. R.P.R. p. 757—782, Bucureşti (1961).

53. Petrescu G., Radu C., *Structura scoarţei terestre în R.P.R.* An. Univ. Bucureşti, S. Şt. Nat., **XII**, *39* (1963).

54. Petrescu G., Radu C., *Structura scoarţei terestre în România.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofizica, **3**, *1*, (1965).

55. Preda D. M., *Vorlandul orogenului şi poziţia lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei.* An. Comit. Geol., Vol. XXIII, Bucureşti, 1964.

56. Radu C., *Date asupra scoarţei terestre în R.P.R.* Studii şi cercetări de astronomie şi seismologie **III**, 2, Bucureşti (1958).

57. Radu C., *Contribution à l'étude du régime sismique de la région Vrancea.* Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. **8**, (1964).

58. Scheffer V., *Some Contributions to the Geophysical knowledge of the Carpathian Basins.* Acta Technica A. S. Hungarical **XXX**, 3—4 (1960).

59. Scheffer V., *On some Problems of the regional geophysics of the Carpathian Basins.* A.U.S.B. Sectio-Geologica T. V. Budapest, 1962.

60. Schoeneich K., *Očerk po neotctonike pol şi* (*Preliminary outline of neotectonics in Poland*). Deutsche Akad. d. Wissenschaften-Berlin. Internationales symposium, Leipzig, 1962.

61. Socolescu M., Popovici D., Visarion M., Roşca V., *Structure of the earth's crust in Rumania as based on the gravimetric data.* Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie. Série géophysique, **8**, (1964).

62. Socolescu M., Popovici D., Visarion N., *Suprafaţa Mohorovičič în Carpaţii Orientali şi Bazinul Transilvaniei, rezultată din date gravimetrice.* St. cerc. geofizică **1**, *1* (1963).

63. Socolescu M., Bişir D., Georgescu N., Popovici D., Visarion M., *Determinarea anomaliilor reziduale din datele măsurătorilor gravimetrice.* St. cerc. fiz. **9**, *1* (1958)

64. Socolescu M., Bişir D., *Cartes des correction topographyque pour les anomalies gravimétriques et carte des altitudes moyennes pour la Roumanie.* Revue de Physique, *1*, (1956).

65. Tanni L., *On the isostatic structure of the earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena.* Publ. Isos. Inst. I.A.G. (Helsinki) *11* (1942).

66. Teisseyre W., *Les grandes lignes téctoniques et morphologiques de l'avant et de l'arrière pays des Carpates, leurs rapports avec les cycles antécarpatiques.* C. R. I-er Congrés de Géogr. et Etnogr. Slaves, Prague, 1924.

67. Ţiţaru E., Cişmigiu Al., Ciocârdel R., *Critéres géologotehniques de division du territoire en zonnes sismique.* Carpatho-Balkan, Géol., Assoc., VII, Congr., Sofia, 1965, P. V.

68. Vencov I., Stoenescu Sc., Esca A., *Rechérches gravimétriques en Olténie et en Valachie.* Revue de géologie et de géographie, **I** (1957.)

69. Weise H., *Ein Beitrag zur wascheinlichen Senkung der deutsche astseckruste, abgeleitet aus* 100 *jàrigen. Wasserstandsbeobachungen.* Deutsche Akad. d. Wissenschaften-Berlin. Internationales symposium über rezenten Erdkrustenschaftenbewegungen. Leipzig, 1962.

70. Zatopek A., *Junge Erdkrustenbewegungen und die Erdbebentätigkeit auf dem Gebiet der Tschechoslowakei,* Deutsche Akad. d. Wissenschaften-Berlin. Internationales Symposium uber rezenten Erdkrustenschaftenbewegungen. Leipzig, 1962.

71. Hiroo-Kanamori, *Study on the Crust-mantle Structure in Japan.* Bul. of Eartquake Research Institute of Tokio. **4**, Part **4**, December 1963.

72. Demeniţkaia P. M. *Structurile planetare ale scoarţei terestre şi oglindirea lor în anomaliile Bouguer.* Sovieţskaia Geologia 1958.

73. Ciocârdel R., Popescu M., *Tendances actuelles des mouvement de l'écorces terrestre en Roumanie.* Revue Roumaine de Géologie, Géophysigue, Géographie, Série Géophysique, **9**, *2* (1965).

SPECTRELE UNDELOR SEISMICE ALE CUTREMURELOR DE MICĂ ADÎNCIME DE LA CURBURA CARPAȚILOR

DE

T. IOSIF

Centrul de cercetări geofizice București, Str. Cuțitul de argint nr. 5

În ultimii 30 de ani, rețeaua de stații seismice instalate pe teritoriul țării noastre a permis să se strîngă un bogat material de observații privitor la cutremurele de pămînt ale căror epicentre se află în România, și în special asupra celor legate de curbura Munților Carpați.

Aceste cutremure au făcut obiectul a numeroase studii. Nu avem însă cunoștință ca acestea să se fi studiat din punctul de vedere al compoziției spectrale.

În ultimii ani, analiza spectrală a oscilațiilor seismice găsește tot mai multe aplicații în practica cercetărilor de seismologie. Ea prezintă interes atît pentru înțelegerea proceselor ce se petrec în focar, cît și pentru aprecierea efectului de distrugere în condiții geologice și de sol diferite. Totodată ea poate da informații suplimentare asupra proprietăților elastice și structurii scoarței terestre și ușurează rezolvarea multor probleme legate de particularitățile dinamice ale undelor.

Compoziția spectrală a undelor seismice în punctul de observație depinde de o serie de factori care, în mare, pot fi împărțiți în trei grupe :

a) prima grupă este legată de condițiile din regiunea de producere a cutremurului (incluzînd și intensitatea) ;

b) a doua este legată de condițiile de propagare a undelor seismice de la focar pînă în punctul de observație ;

c) a treia este legată de condițiile din punctul de observație.

Cînd condițiile primei și celei de-a doua grupe sînt aproximativ identice, atunci diferențele dintre spectrele oscilațiilor undelor seismice, în cazul folosirii pendulilor cu aceleași caracteristici, sînt determinate de condițiile din zona de observație. Caracteristicile spectrale ale solului pot fi obținute în acest caz pe baza analizei spectrale a înregistrărilor seismice. Dacă însă condițiile celei de-a treia grupe sînt constante pentru un număr N de cutremure, atunci diferențele în compoziția spectrală a oscilațiilor

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P. 47–71, BUCUREȘTI, 1966

seismice, cu excepția primelor impulsuri, sînt determinate în special de proprietățile mediului întîlnit pe drumul de propagare.

În cercetările noastre vom încerca să punem în evidență caracteristicile spectrale ale solului în punctele de observație, precum și influența părții superioare a mantalei Pămîntului. După părerea larg răspîndită printre seismologi, mecanismul de producere a cutremurelor determină în special forma primelor impulsuri. Fazele complexe mai tîrzii reprezintă un efect secundar, condiționat în special de reflexii multiple și de alte schimburi ale energiei elastice în procesul de propagare a undelor în medii neomogene. Cum noi am separat din seismogramă faza maximă de înregistrare, ca fiind aceea care reprezintă cea mai mare parte din energia sosită la stații, mecanismul de producere a cutremurului în acest caz are o influență redusă.

Distribuția epicentrelor cutremurelor de la cotul Carpaților oferă posibilitatea de cercetare a celor două grupe de influență (*b* și *c*).

Este cunoscut faptul că în această regiune se produc atît cutremure superficiale și de mică adîncime [1], cu focarul în scoarța terestră, cît și cutremure adînci, ale căror focare se găsesc la 90—170 km [2].

Pozițiile epicentrelor celor două grupe de cutremure diferă foarte puțin unele de altele, însă prin caracteristicile lor formează două zone distincte. La fiecare dintre aceste grupe de cutremure se poate determina spectrul undelor seismice. Compoziția spectrală a cutremurelor de mică adîncime va fi determinată cu precădere de structura scoarței terestre și de condițiile de sol în punctele de observație.

Compoziția spectrală a cutremurelor adînci, pe lîngă influențele de mai sus, va fi determinată și de condițiile de propagare a undelor seismice în mantaua superioară a Pămîntului. Cum condițiile de sol la înregistrarea celor două grupe de cutremure sînt aceleași, vom căuta să punem în evidență influența părții superioare a mantalei și, într-o oarecare măsură, a scoarței, deoarece drumurile de parcurs ale undelor seismice provenite de la cutremurele de mică adîncime și de la cele adînci pentru una și aceeași stație nu sînt aceleași și deci influența scoarței se va manifesta în mod diferit.

În lucrarea de față vom prezenta numai rezultatele analizei cutremurelor de pămînt superficiale și de mică adîncime, urmînd ca într-o lucrare ulterioară să prezentăm rezultatele analizei cutremurelor adînci și să facem un studiu comparativ al compoziției spectrale a celor două grupe de cutremure.

Materialul folosit a fost furnizat de înregistrările rețelei de stații seismice ale secției de seismologie a Centrului de cercetări geofizice al Academiei (București, Cîmpulung, Vrîncioaia, Bacău, Focșani, Iași), dotate cu seismografe standard cu înregistrare mecanică.

Caracteristicile pendulilor seismici sînt date în tabela 1.

Caracteristicile de frecvență sînt date în figura 1 [3].

Spectrele oscilațiilor înregistrate pe seismograme depind de lărgimea spectrului pe care caracteristicile de frecvență ale aparaturii seismice îl permit să-l înregistreze fără deformații. După cum se vede din figura 1, seismografele au un coeficient de amplificare aproape constant pe un

interval larg de perioade ale oscilațiilor seismice, interval ce depășește cu 1—2 s perioada proprie a pendulilor seismici.

Stațiile seismice sînt așezate în regiuni cu soluri cu stratificație diferită : București, cuaternar ; Cîmpulung, aluviuni peste conglomerate ;

Tabela 1

Stația	M kg	T_0^s	V	μ^2
BU	540	12,2	160—180	0,80
IA	450	4,8	125—135	0,80
CL, FO, BA, VR	105	3,5	40— 45	0,80

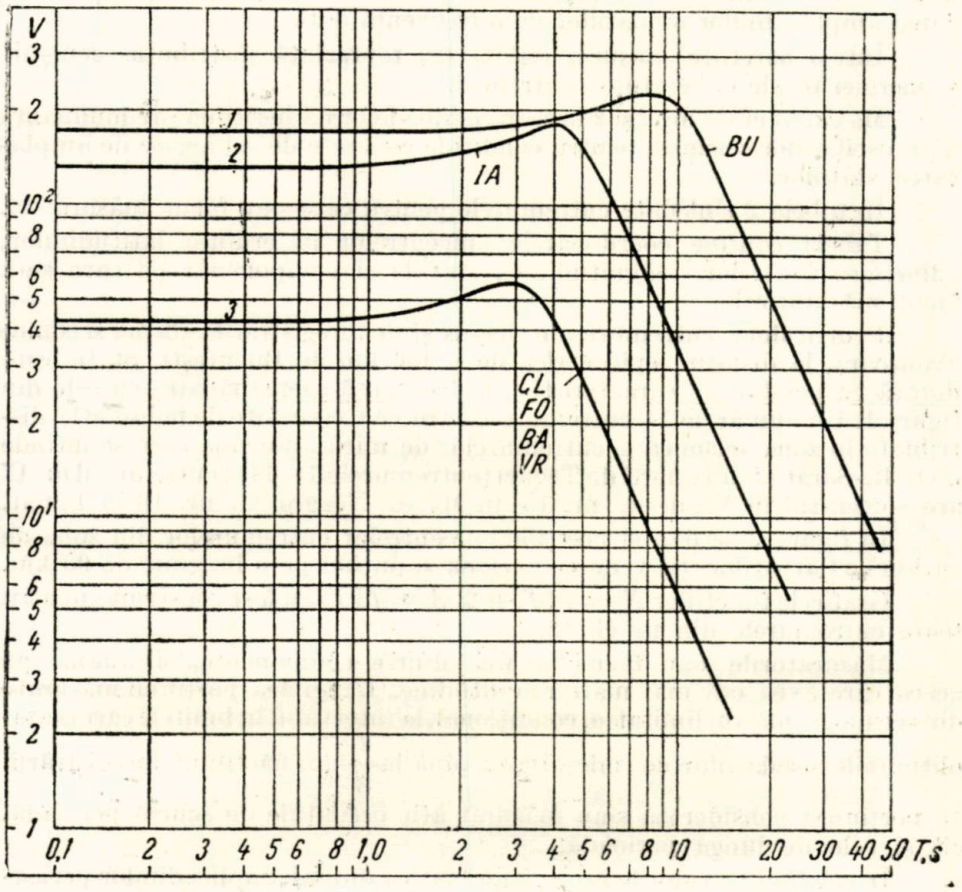


Fig. 1

Vrîncioaia, fliș carpatic; Bacău, aluviuni peste sarmatic; Focșani, aluviuni; Iași, depozite cuaternare peste sarmatic.

Aparatura standard a stațiilor seismice române care a furnizat materialul cercetării noastre permite să se determine direct doar frecvențele predominante ale oscilațiilor seismice.

În practică există mai multe procedee pentru determinarea spectrului de frecvență a oscilațiilor seismice [4]—[10].

Metoda cea mai simplă constă în construirea spectrului relativ cînd pe seismograme, în mod vizual, se determină toate perioadele și amplitudinile corespunzătoare, după care se construiesc graficele ce determină funcțiile

$$N = f(T), \tag{1}$$

$$\Sigma A = f(T), \tag{2}$$

unde N este numărul oscilațiilor de perioadă dată, iar ΣA reprezintă suma amplitudinilor oscilațiilor de o frecvență dată.

Într-o oarecare măsură, relația (2) reprezintă distribuția generală a energiei totale eliberate de cutremur.

Maximul curbelor *1* și *2* în scara perioadelor dă perioada predominantă T_0 a oscilațiilor seismice pentru condițiile concrete de sol legate de amplasarea stațiilor.

În tabela 2 sînt date cutremurele pentru care s-au făcut măsurători.

Tabela conține coordonatele epicentrelor în ordinea latitudinilor, adîncimea focarelor, magnitudinea, stațiile și componenta pe care s-au făcut măsurătorile.

Pentru două cutremure am dispus și de înregistrările stației seismice Timișoara, la distanța epicentrică de $\sim$ 400 km de București. Stația este dotată cu penduli cu caracteristici de frecvență asemănătoare cu cele din figura 1. Un număr de 14 cutremure dintre cele cercetate de noi se află distribuite în zona seismică a cutremurelor de mică adîncime care se întinde de la R.-Sărat pînă la nord de Tecuci (cutremurele 1—14); cutremurul nr. 17 are epicentrul în Vrancea, nr. 15 în Marea Neagră iar nr. 16 în Banat.

În figura 2 se dau și pozițiile epicentrelor cutremurelor din zona de curbură a Carpaților. Se vede că acestea se întind pe o lungime de 90 km.

Graficele funcțiilor $N = f(T)$ și $\Sigma A = f(T)$ au fost construite pentru toate cutremurele din tabela 2.

Măsurătorile s-au făcut pe una dintre componente, și anume pe aceea care avea cea mai mare amplitudine. Lungimea porțiunii măsurate din seismogramă am limitat-o, condițional, la intervalul în limitele căruia amplitudinile oscilațiilor se micșorează pînă la $\frac{1}{3}$ din maximul înregistrării. În porțiunea considerată s-au măsurat atît oscilațiile de scurtă perioadă, cît și cele de lungă perioadă.

În relația (2), valorile lui A_i s-au luat ca dublul amplitudinilor perioadelor măsurate pe seismograme. Acest lucru a eliminat deformațiile posi-

Tabela 2

Nr.	Data	H	φ^0_N	λ^0_E	$h_{(km)}$	Raion	M	BU	CL	BA	FO	IA	VR	TI
		h m												
1	1953.X.15	04 43	45,30	26,99	10	R.-Sărat	4,5	E	N	N	E	N	—	—
2	1957.XII.23	23 38	45,39	26,88	25	R.-Sărat	4,0	N	E	—	N	N	—	N
3	1952.I.16	23 54	45,40	26,86	20	R.-Sărat	4,7	N	E	N	—	E	—	—
4	1952.I.17	00 05	45,40	26,86	20	R.-Sărat	4,3	N	E	N	—	E	—	—
5	1952.VI.3	05 53	45,40	26,86	20	R.-Sărat	5,0	N	N	N	—	—	—	N
6	1954.X.1	13 30	45,52	27,12	50	R.-Sărat	5,1	E	N	N	E	E	E	—
7	1960.IV.28	19 47	45,60	26,90		SV-Focşani	4,4	E	N	E	E	E	—	—
8	1954.VIII.12	21 50	45,70	26,90	80	V-Focşani	3,6	E	N	N	N	—	N	—
9	1943.IV.28	19 46	45,81	27,06	65	V-Mărăşeşti	5,0	N	N	E	N	—	—	—
10	1959.V.31	12 15	45,82	27,62	12	Tecuci	5,2	—	E	E	—	—	—	—
11	1952.XI.13	02 39	45,90	27,60	30	Tecuci	4,3	E	—	—	—	N	—	—
12	1952.XI.13	02 46	45,90	27,60	30	Tecuci	4,2	E	—	N	N	N	—	—
13	1953.V.23	13 09	46,05	27,40	23	Tecuci	4,0	E	N	N	N	N	E	—
14	1956.IV.18	12 52	46,14	27,40	20	Tecuci	4,5	N	—	E	N	—	—	—
15	1956.VI.30	01 50	43,25	29,00		Marea Neagră		—	E	N	N	E	—	—
16	1959.V.27	20 39	către 45,7	21,1		Timişoara	4,8	N	N	N	N	N	—	—
17	1952.VII.17	23 18	către 45,8	26,6	sup.	Vrincioaia		—	—	—	—	—	E	—

bile ale spectrului, în special în domeniul frecvențelor mici, care pot să apară datorită alegerii greșite a liniei de zero pe înregistrări.

Rezultatele prelucrării înregistrărilor celor 17 cutremure din tabela 2 sînt date în graficele din figurile 3 și 4.

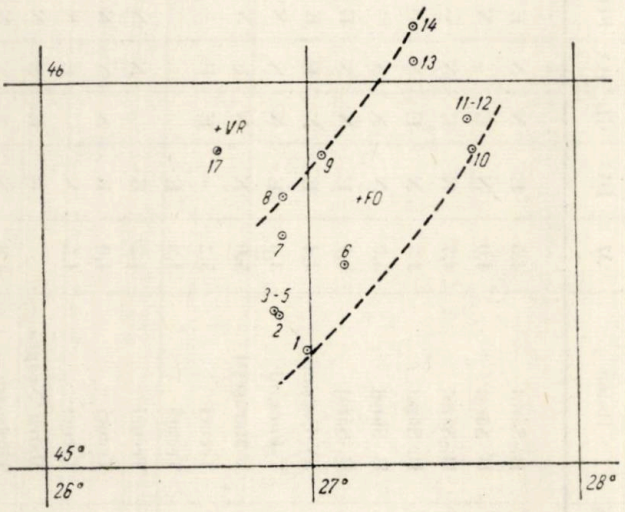


Fig. 2

Graficele din figura 3 reprezintă funcția $N = f(T)$, (3*a* — Bu ; 3*b* — Cl ; 3*c*—Ba ; 3*d*—Fo ; 3*e*—Ia ; 3*f*—Vr și Ti), iar graficele din figura 4 funcția $\Sigma A = f(T)$, (4*a* — Bu ; 4*b* — Cl ; 4*c* — Ba ; 4*d* — Fo ; 4*e* — Ia ; 4*f* — Vr și Ti). Deși spectrele reprezentate în figurile 3 și 4 sînt discrete, pentru a fi mai intuitive le-am reprezentat continuu.

Stația seismică Vrîncioaia a funcționat cu întreruperi, fapt care a dus la aceea că dintre cutremurele analizate de noi să dispunem numai de patru înregistrări.

În procesul de prelucrare al seismogramelor, în cîteva cazuri de înregistrare de formă mai complexă au apărut dificultăți cauzate de imposibilitatea măsurării perioadelor și amplitudinilor corespunzătoare, datorită vitezei mici de derulare a seismogramei. Aceste dificultăți au fost legate în special de unele înregistrări ale stației Iași, care în aceste cazuri nu figurează în graficele din figurile 3 și 4.

Problema pusă de noi a constat în stabilirea, în scara frecvențelor, a maximului funcțiilor (1) și (2). De aceea nu au fost necesare valorile absolute ale deplasărilor A_i și pe graficele din figura 4 am reprezentat amplitudinile $\Sigma A = f(T)$ în milimetri, așa cum le-am măsurat pe seismograme. Pentru a putea compara amplitudinile undelor seismice la toate stațiile, e necesar, după cum se vede din tabela 1 și din graficul din figura 1,

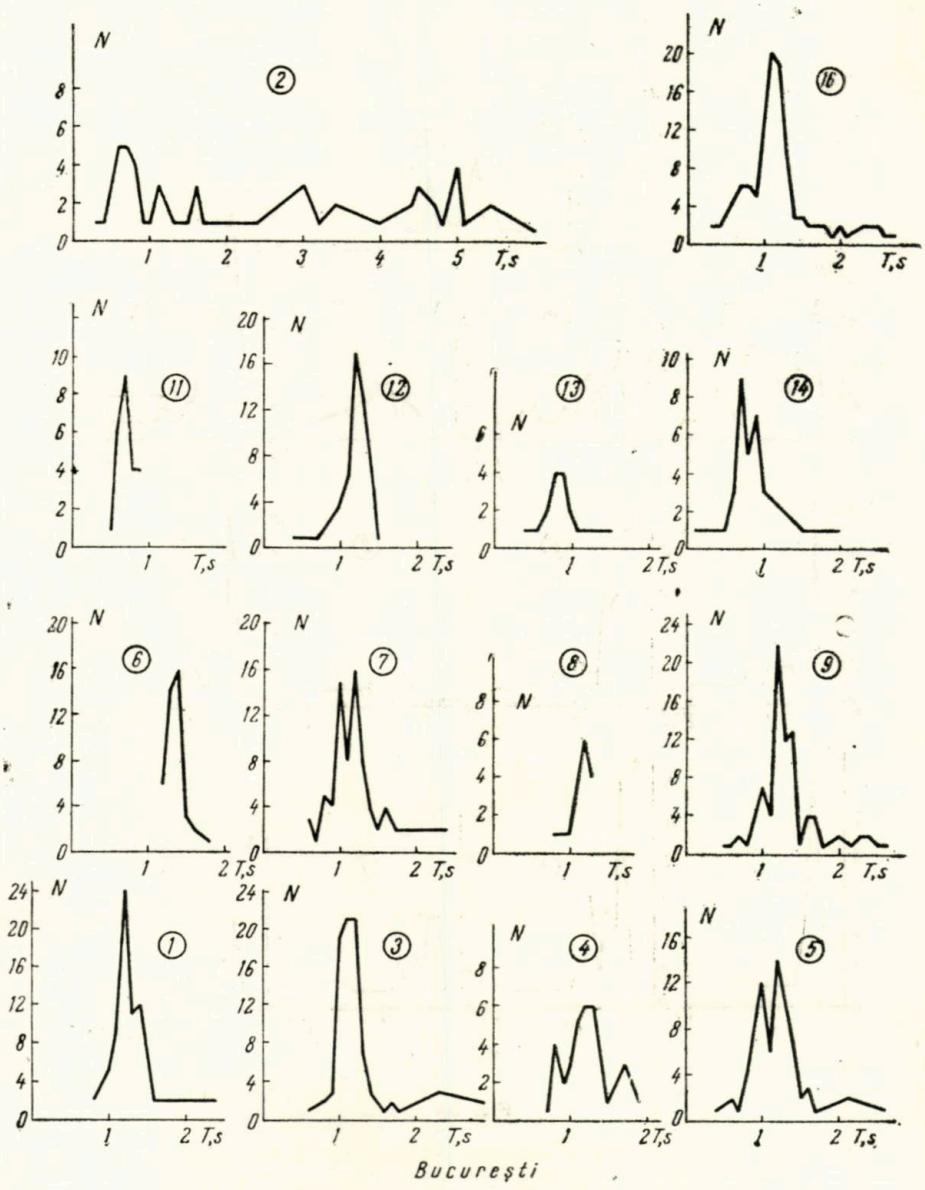


Fig. 3a

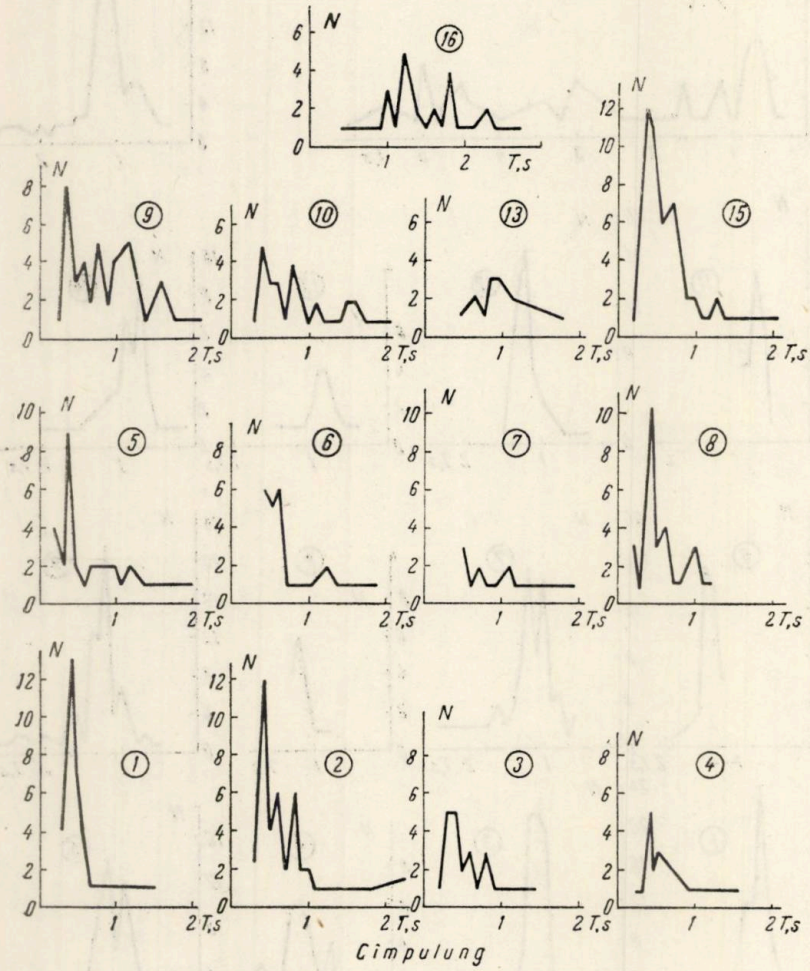


Fig. 3*b*

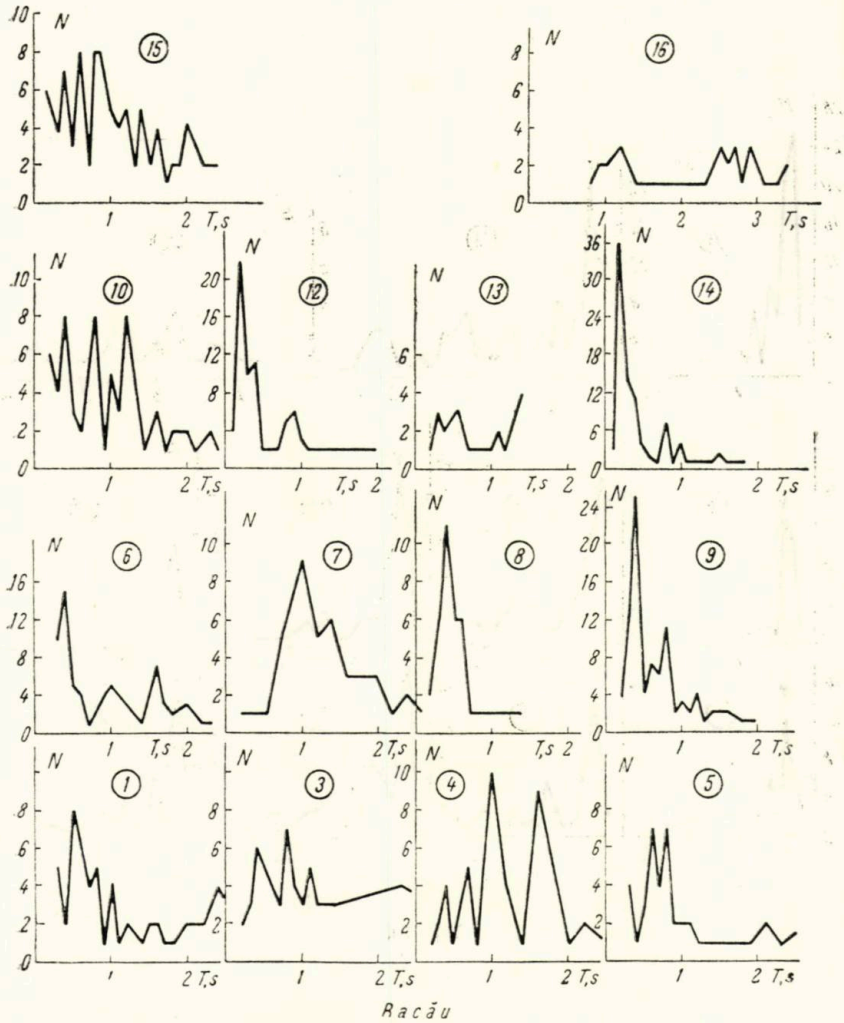


Fig. 3c

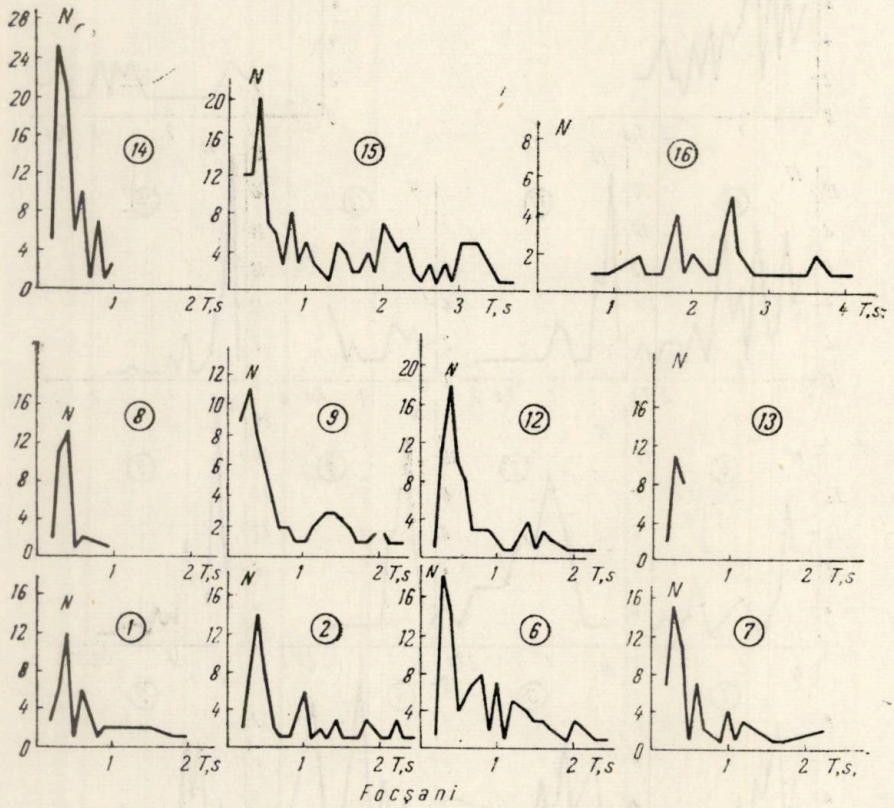


Fig. 3*d*

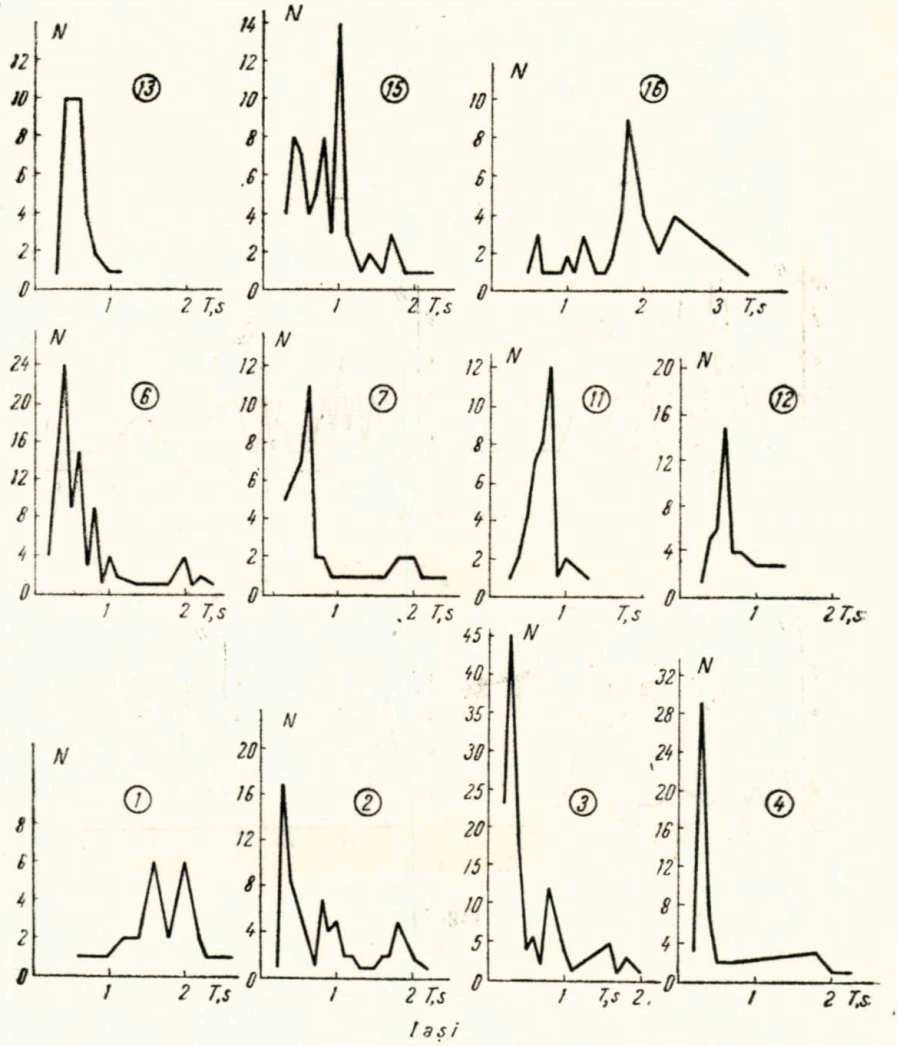


Fig. 3e

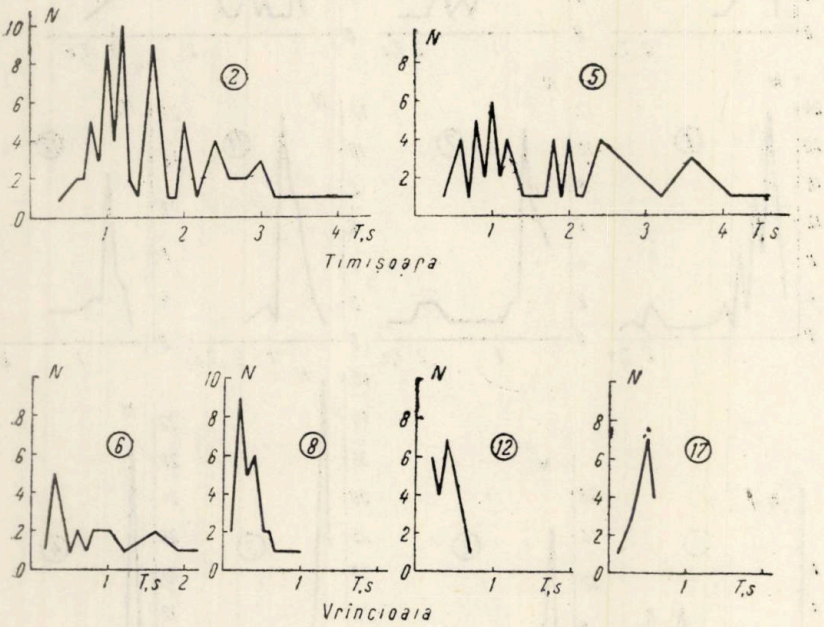

N
10
8
6
4
2
0
2
1
2
3
4
T,s
N
8
6
4
2
5
1
2
3
4
T,s
Timişoara
N
8
6
4
2
0
6
1
T,s
2
N
10
8
6
4
2
0
8
1
T,s
N
8
6
4
2
0
12
1
T,s
N
8
6
4
2
0
17
1
T,s
Vrincioaia

Fig. 3f

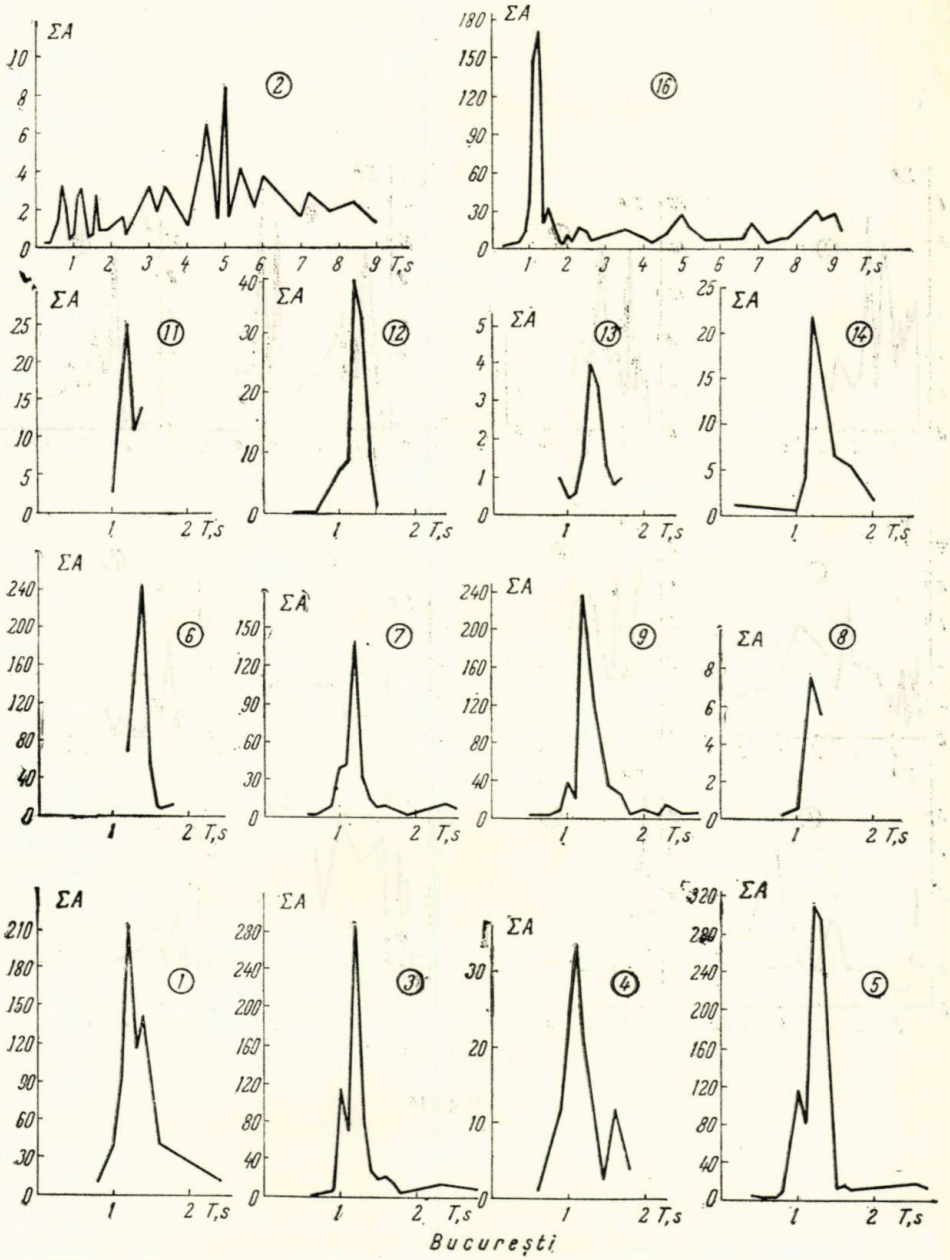


Fig. 4a

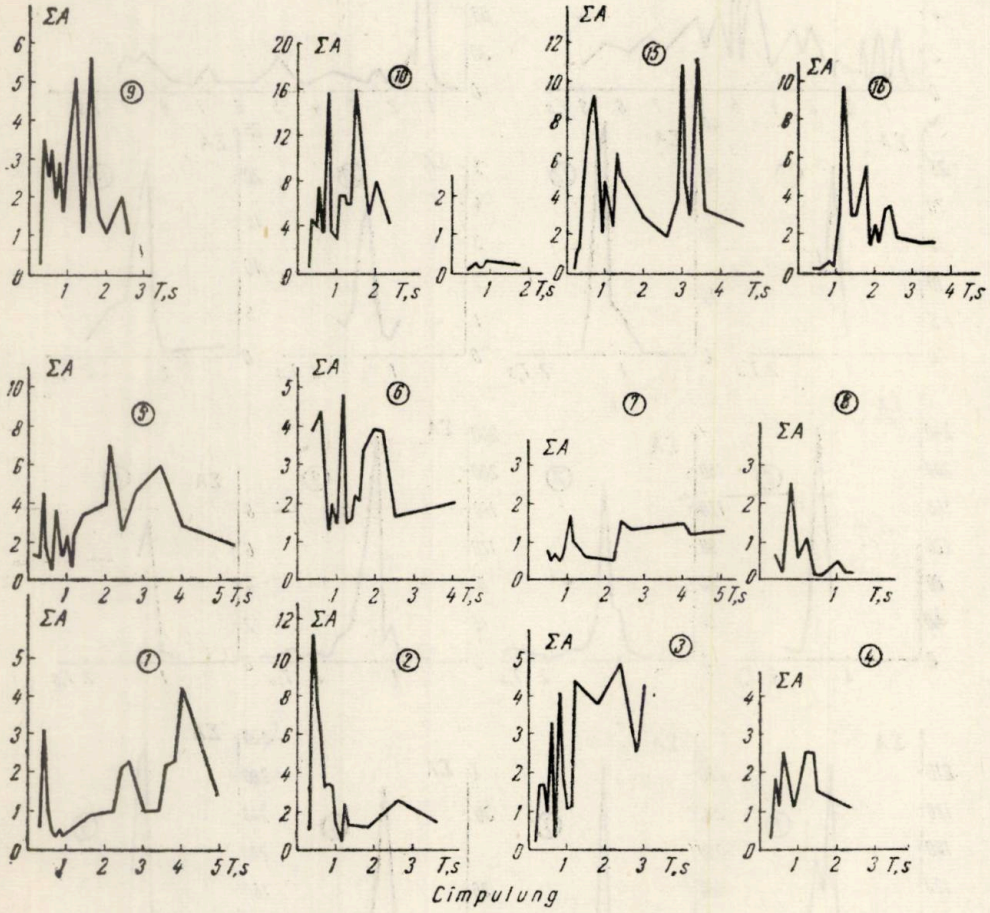


Fig. 4*b*

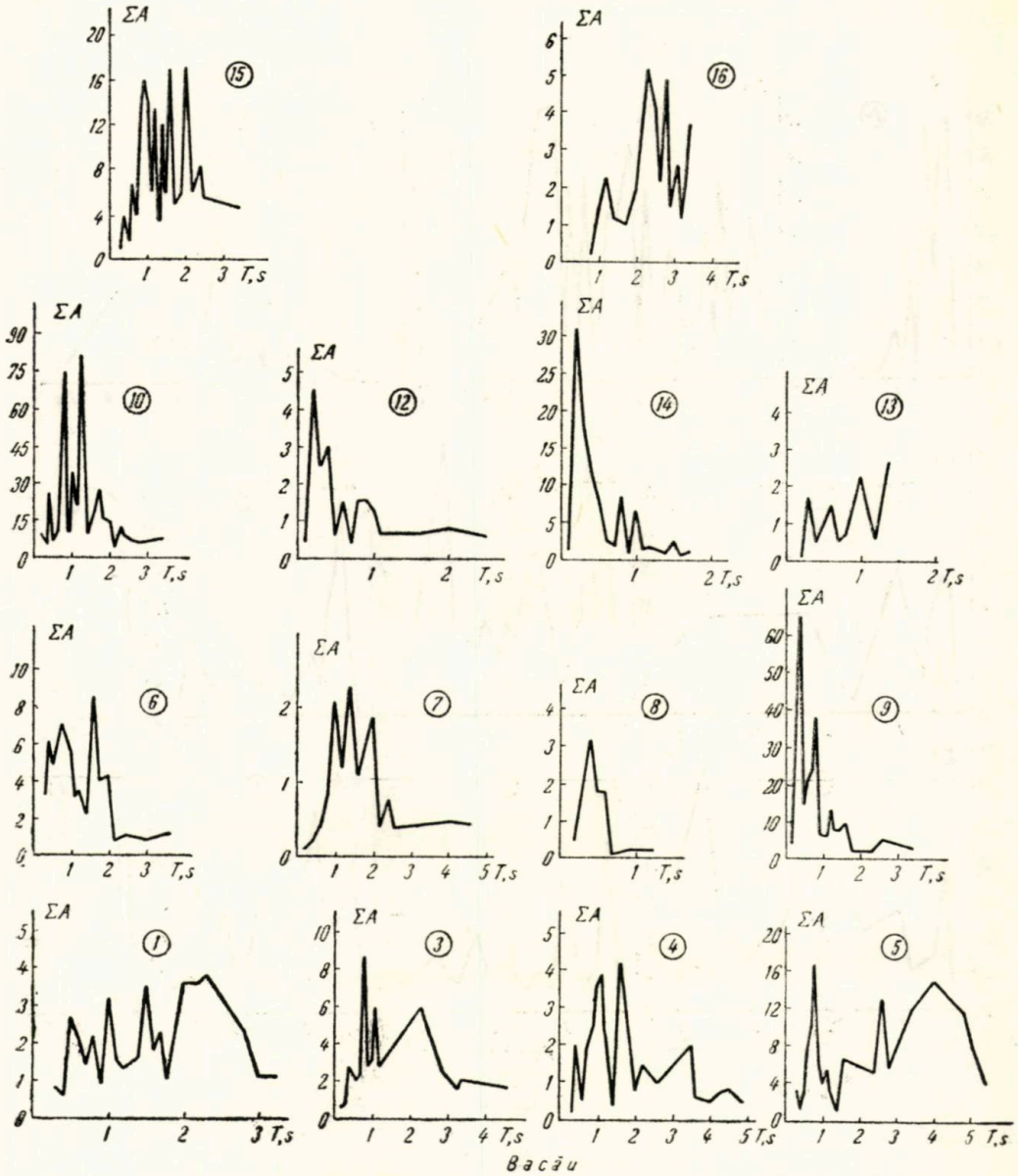


Fig. 4c

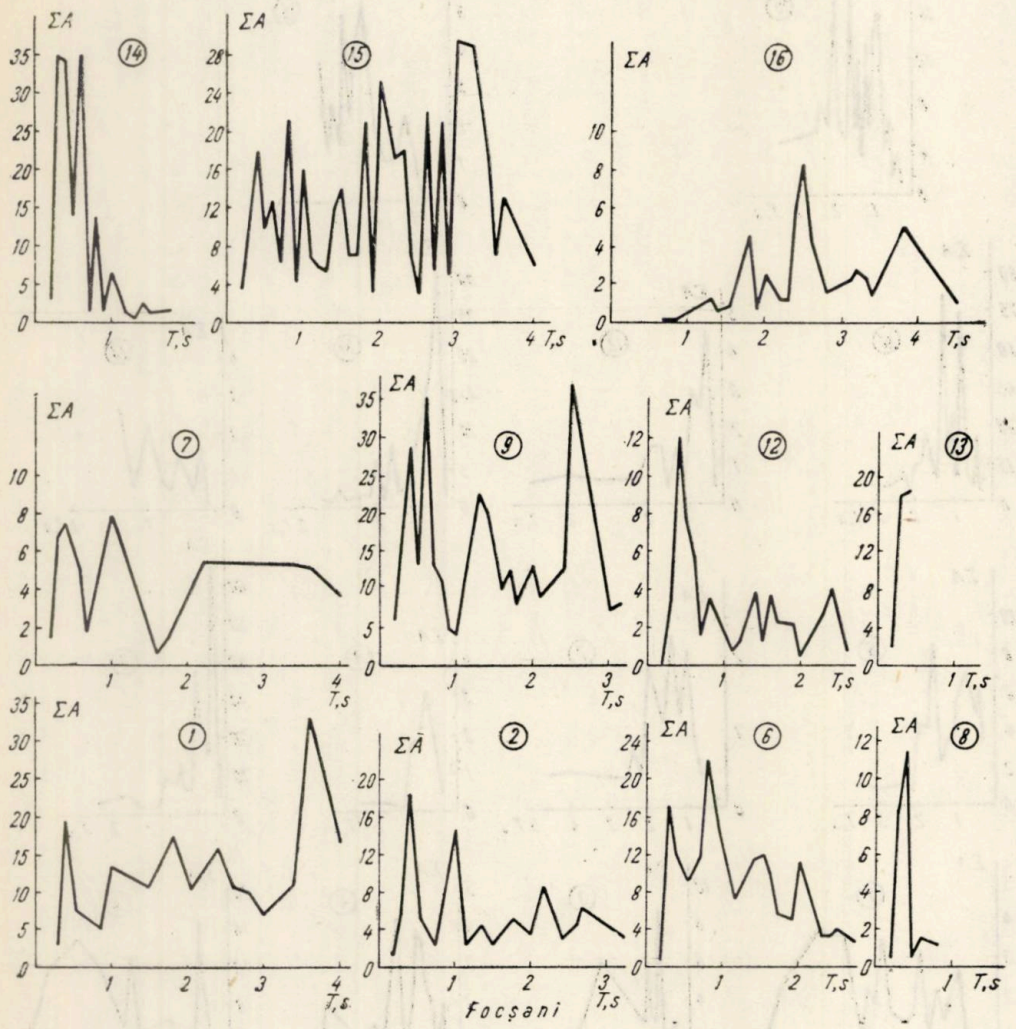


Fig. 4d

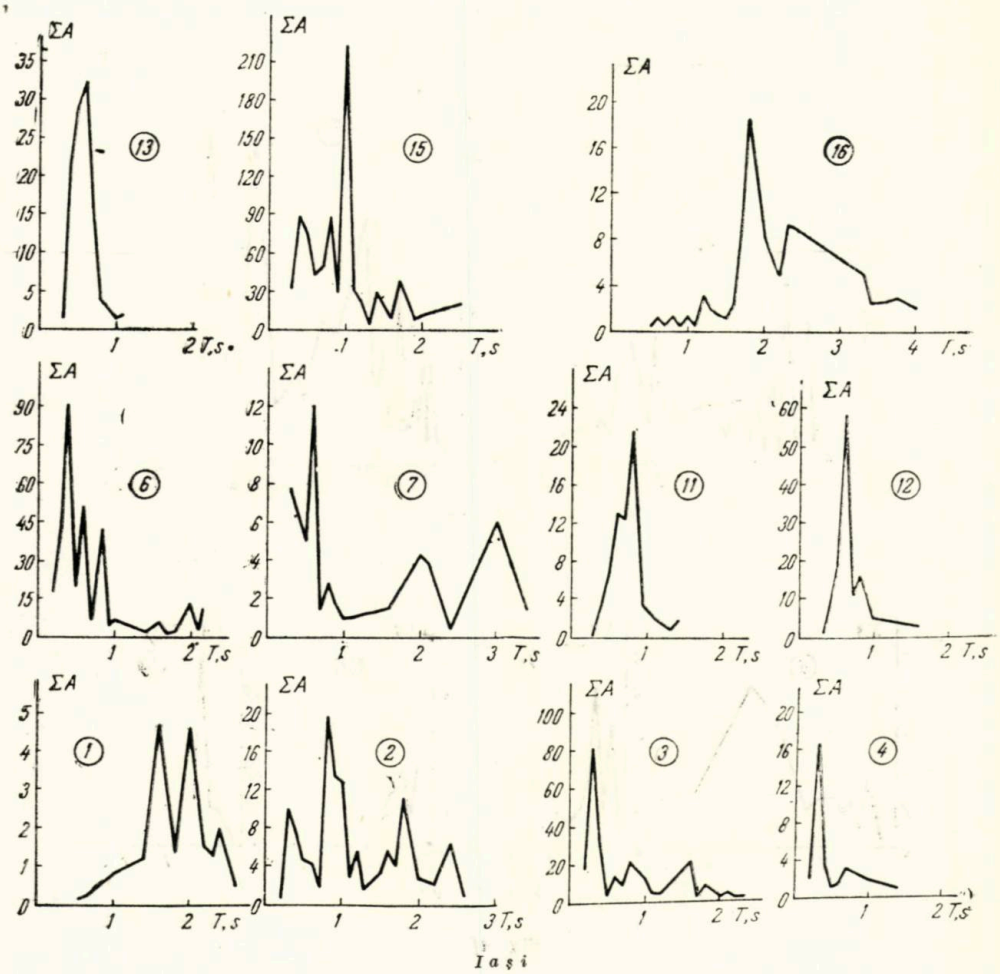


Fig. 4e

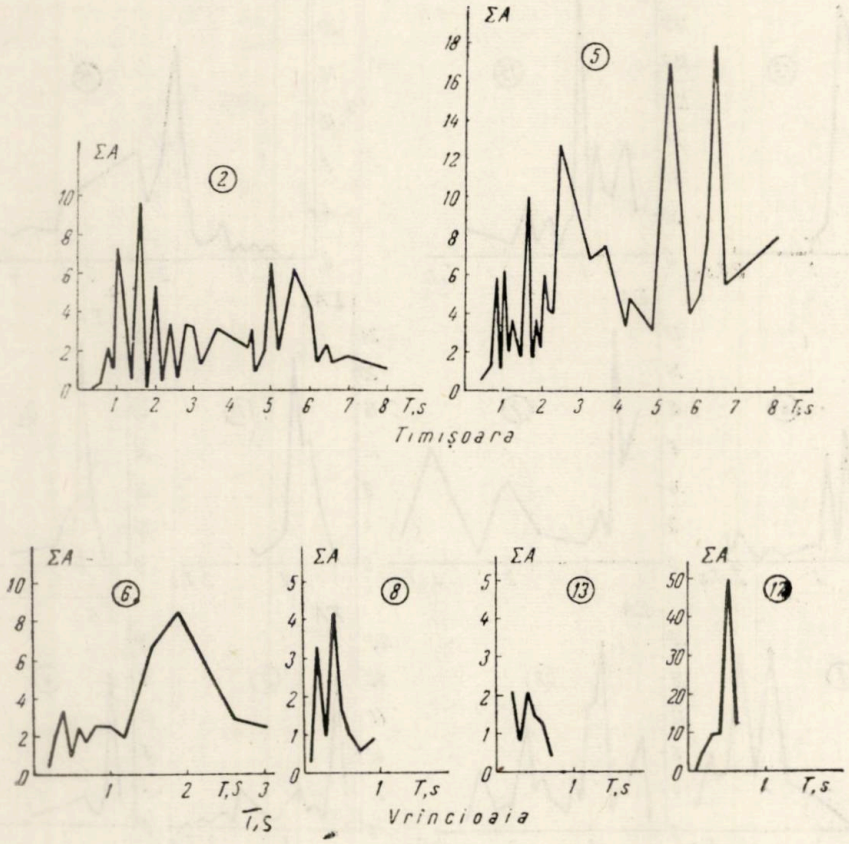


Fig. 4f

ca valorile măsurate la stația București să fie înmulțite cu $\frac{1}{4}$ și ale stației Iași cu $\frac{1}{3}$.

Analiza graficelor din figurile 3 și 4 este rezumată în tabela 3 unde sînt date perioadele predominante ale funcțiilor $N = f(T)$ și $\Sigma A = f(T)$ pentru fiecare stație seismică.

Graficele din figura 3 și 4 arată că în cazul cutremurelor de mică adîncime curbele ΣA și N pun în evidență la fiecare stație perioade predominante. Ele arată totodată că în majoritatea cazurilor perioadele predominante după amplitudine T_A coincid cu perioadele predominante după frecvență T_N sau sînt ușor deplasate în domeniul frecvențelor mici. Sînt cazuri însă cînd cele două maxime nu coincid.

Pentru cutremurele din regiunea R.-Sărat—Tecuci cu distanțe epicentrice <170 km, a căror intensitate variază în intervalul de magnitudine $3{,}7 < M < 5{,}2$, se obțin perioade predominante (tabela 3), care, după perioada T_N, se pot clasifica în trei grupe :

a) prima grupă cuprinde Stația seismică București, unde perioada predominantă după frecvență T_N este în toate cazurile aceeași cu perioada predominantă după amplitudine T_A și egală cu 1,2 s ;

b) grupa a doua cuprinde stațiile Cîmpulung, Focșani și Vrîncioaia, care au o perioadă predominantă T_N constantă pentru aproape toate cutremurele ($T_N \simeq 0{,}3 - 0{,}4$ s) ;

c) grupa a treia cuprinde stațiile Bacău și Iași, la care domeniul de frecvență al perioadelor T_N pentru majoritatea cazurilor este mai larg ($T_N \simeq 0{,}2 - 0{,}8$ s). Stația seismică Timișoara nu indică o perioadă predominantă T_N.

În ceea ce privește graficele $\Sigma A = f(T)$, stațiile seismice se pot împărți în două grupe :

a) prima grupă cuprinde stațiile București, Iași și Vrîncioaia, unde energia oscilațiilor seismice este concentrată într-o gamă îngustă de perioade ;

b) grupa a doua cuprinde stațiile Cîmpulung, Bacău, Focșani și Timișoara, unde energia oscilațiilor seismice este repartizată pe mai multe frecvențe (curbele $\Sigma A = f(T)$ prezintă la $\frac{2}{3}$ din cazuri mai multe maxime).

Stațiile Cîmpulung, Bacău, Focșani prezintă și curbe aplatizate.

O analiză mai amănunțită a perioadelor predominante la fiecare stație duce la următoarele observații :

a) la stațiile seismice Bacău și Focșani, perioadele T_N descresc spre nord : la stația Bacău acestea descresc de la 1,0—0,5 s către 0,3—0,2 s ; la stația Focșani, cutremurele ale căror epicentre se află spre sud au ca perioadă predominantă $T_N = 0{,}4$ s, iar la cele ale căror epicentre se află spre nord predomină perioadele $T_N = 0{,}3$ s ;

b) la stația seismică Iași se observă o creștere a perioadelor T_N spre nord ;

Tabela 3

Nr.	București		Cîmpulung		Bacău		Focșani		Iași		Vrîncioaia		Timișoara	
	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A
1	1,2	1,2	0,4	0,4	0,5	2,4	0,4	0,4	1,6	1,6	—	—	—	—
						1,5		3,6	2,0	2,0				
						1,0								
						0,5								
2	0,6	0,7	0,4	0,4	—	—	0,4	0,4	0,3	0,8	—	—		
	0,7	5,0						1,0					1,2	1,6
								2,2						1,0
3	1,1	1,2	0,3	0,6	0,8	0,8	—	—	0,3	0,3		—	—	—
	1,2		0,4		0,4									
4	1,2	1,1	0,4	0,6	1,0	1,1	—	—	0,3	0,3	—	—	—	—
						1,6								
5	1,2	1,2	0,4	0,4	0,8	0,8	—	—	—	—	—	—	1,6	6,4
				0,6	0,6									5,2
														2,4
														1,6
6	1,4	1,4	0,4		0,4	1,6		0,8	0,4	0,4	0,3	1,9	—	—
			0,6		1,6	0,9		1,0				1,6		
						0,4	0,3	0,3						
7	1,2	1,2	0,5	1,1	1,0	1,4	0,3	0,3	0,6	0,6	—	—	—	—
				6,5	1,4	1,0		1,0						
8	1,2	1,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	—	—	0,2	0,4	—	—
9	1,2	1,2	0,4	1,6	0,4	0,4	0,3	0,6	—	—	—	—	—	—
			0,8	1,2			0,4	0,4						
			1,2	0,8			0,6							
10	—	—	0,4	0,8	0,4	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—
			0,8	1,5	0,8	0,8								
					1,2									
11	1,2	1,2	—	—	—	—	—	—	0,8	0,8	—	—	—	—
12	1,2	1,2	—	—	0,2	0,2	0,4	0,4	0,6	0,6	—	—	—	—
13	1,3	1,3	0,8	0,8	0,3	1,4	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	—	—
			0,9	1,1	1,4	0,3		0,4	0,6	0,6		0,2		
14	1,2	1,2	—	—	0,2	0,2	0,3	0,3			—	—	—	—
								0,6						
15	—	—	0,4	3,4	0,6—0,9	2,0	0,4	3,0	1,0	1,0	—	—	—	—
				3,0		1,6		2,0						
				0,7		0,9		0,8						
16	1,1—	1,2	1,2	1,2	2,4—2,8	2,3	2,5	2,5	1,8	1,8	—	—	—	—
	1,2					2,8	1,8							

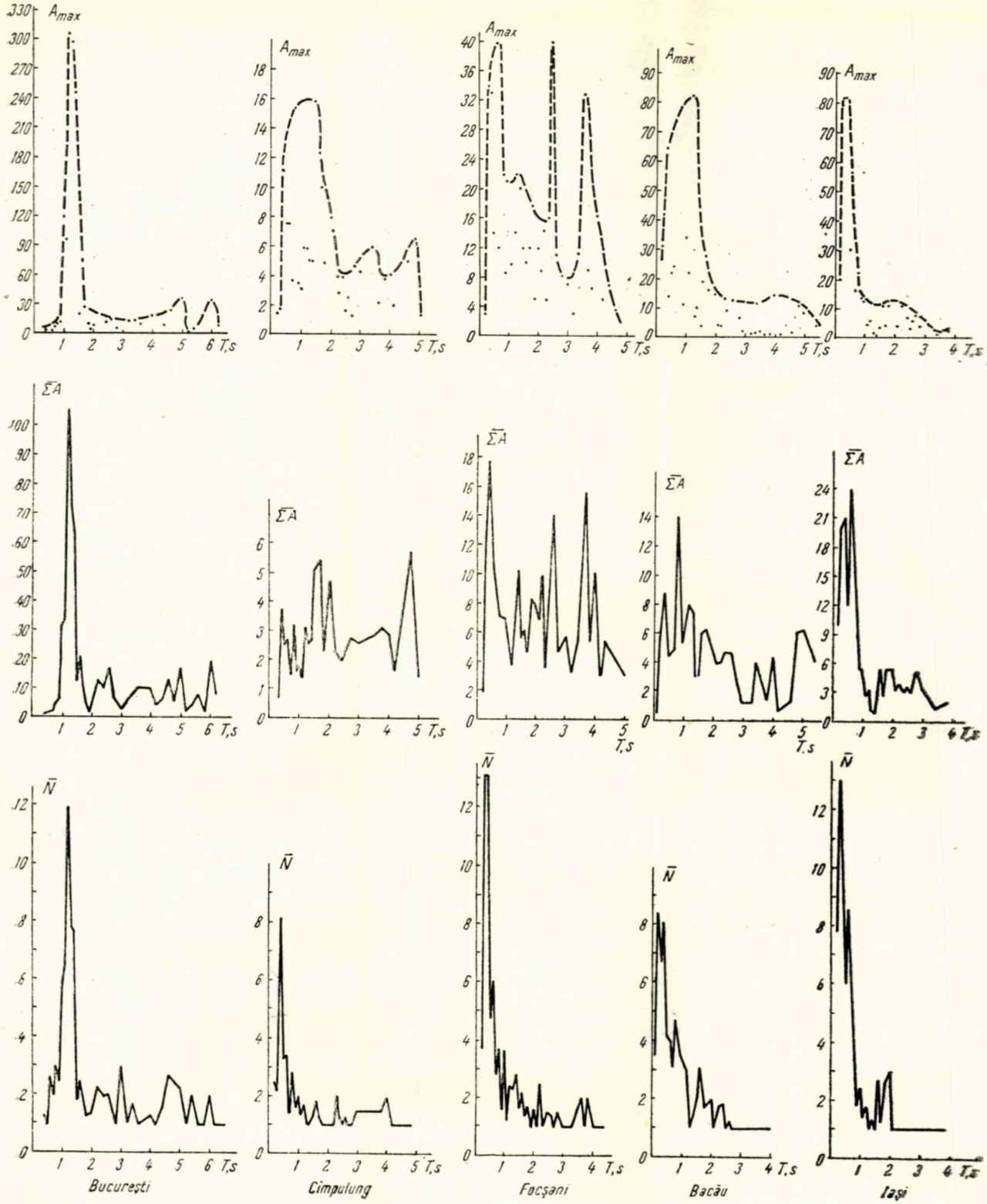


Fig. 5

c) la staţia seismică Vrîncioaia se observă o descreştere a perioadelor T_N cu creşterea adîncimii focarelor de la 0,5 s (h superficial) la 0,2 s (h = = 80 km).

Pentru fiecare staţie am calculat şi perioada predominantă medie $\overline{T}$ ca media aritmetică a perioadelor predominante ale cutremurelor din regiunea R.-Sărat—Tecuci (cutremurele nr. 1—14), considerînd că această perioadă ar fi perioada predominantă a unui cutremur reprezentativ din regiune.

Rezultatele sînt date în figura 5, unde, în partea de sus, am reprezentat şi înfăşurarea amplitudinilor maxime pentru fiecare perioadă.

Graficele pun în evidenţă pentru fiecare staţie cîte o perioadă predominantă T_N după frecvenţă, astfel:

Bucureşti	Cîmpulung	Bacău	Focşani	Iaşi
1,2 s	0,4 s	0,2—0,4 s	0,3—0,4 s	0,3 s

După ampitudine apare cîte o perioadă predominantă T_A la staţiile:

Bucureşti	Bacău	Iaşi
1,2 s	0,8 s	0,6 s

La staţiile Cîmpulung şi Focşani apar mai multe maxime.

Un tablou asemănător îl oferă şi graficul înfăşurării amplitudinii maxime.

Cutremurul nr. 15, cu epicentrul în Marea Neagră în apropiere de coasta României, are la staţiile seismice Cîmpulung, Focşani şi Bacău mai multe perioade predominante după amplitudine T_A care sînt diferite de perioada predominantă după frecvenţă T_N; la staţia Iaşi perioada predominantă T_A coincide cu perioada predominantă T_N; $T_A = T_N = 1{,}0$ s.

La cutremurul nr. 16 cu epicentrul în Banat, perioadele predominante T_N coincid cu perioadele predominante T_A la staţiile Bucureşti ($T = 1{,}2$ s), Cîmpulung ($T = 1{,}2$ s), Bacău ($T = 2{,}4—2{,}8$ s), Focşani ($T = 2{,}5$ s), şi Iaşi ($T = 1{,}8$ s).

Aceste două cutremure au faţă de grupul de staţii seismice la care s-au făcut măsurători distanţe epicentrice şi azimuturi diferite. Cutremurul din Banat se găseşte la V—SV, la distanţa epicentrică de 400—600 km, iar cutremurul din Marea Neagră se găseşte la SE, la distanţa epicentrică de 250—450 km. Faptul că perioadele predominante T_N şi T_A, la cele două cutremure, sînt diferite la staţiile seismice române şi că la un cutremur (nr. 16) se pun în evidenţă numai cîte o perioadă T_A, iar la alt cutremur

(nr. 15) mai multe grupe de perioade T_A, arată că acestea depind în mare măsură şi de proprietăţile mediului întîlnit pe drumul de propagare şi că structura scoarţei terestre în cele două direcţii este diferită.

★

Dependenţa perioadelor predominante de energia cutremurelor, $T = f(M)$. În general, perioadele T ale undelor seismice depind atît de intensitatea cutremurelor (M) cît şi de distanţa epicentrică (Δ).

Pentru distanţe epicentrice mici perioadele nu depind în mod practic de distanţă. Epicentrele cutremurelor de mică adîncime din regiunea R.-Sărat—Tecuci sînt distribuite pe o suprafaţă a cărei lungime nu depăşeşte 90 km (fig. 2).

Deşi poziţia maximului principal în spectrul oscilaţiilor din figura 3 variază într-o gamă mică de perioade, totuşi la unele staţii (în special Bacău şi Iaşi) acestea se schimbă de la cutremur la cutremur.

Am căutat să vedem dacă aceste variaţii, în cazul cutremurelor considerate, (nr. 1—14) pot fi puse pe seama diferenţelor de magnitudine ($\Delta M = 1{,}5$).

În acest scop am construit graficele $T = f(M)$ pe baza datelor diferitelor staţii. Compararea graficelor astfel construite poate aprecia în ce măsură o asemenea dependenţă este stabilă pentru diferite puncte de observaţie.

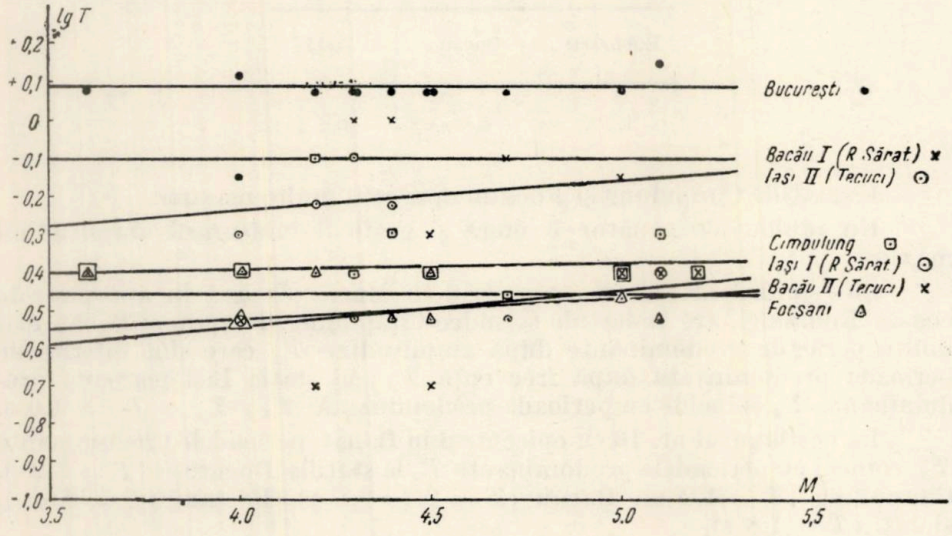


Fig. 6

Graficele sînt date în figura 6.

Legătura dintre perioada predominantă T şi magnitudinea M se poate exprima printr-o relaţie liniară de forma

$$\lg T = a + b\,M. \qquad (3)$$

Din figura 6 se vede că luînd în considerație ponderea punctelor de observație coeficientul b este $\simeq 0$ pentru stațiile București, Cîmpulung și Focșani :

$$\begin{aligned} \lg T &= +0{,}09 \text{ (București)}, \\ \lg T &= -0{,}46 \text{ (Focșani)}, \\ \lg T &= -0{,}40 + 0{,}01\,(M - 3{,}5) \text{ (Cîmpulung)}. \end{aligned} \qquad (3')$$

Pentru stațiile seismice Bacău și Iași se obțin două drepte, corespunzătoare grupelor de cutremure de la R.-Sărat și Tecuci. Aceste drepte se pot reprezenta prin relațiile următoare :

Iași :

$$\begin{aligned} \lg T &= -0{,}59 + 0{,}09\ (M - 3{,}5) \text{ (R.-Sărat)}, \\ \lg T &= -0{,}28 + 0{,}09\ (M - 3{,}5) \text{ (Tecuci)}; \end{aligned}$$

Bacău :

$$\begin{aligned} \lg T &= -0{,}55 + 0{,}06\ (M - 3{,}5) \text{ (R. -Sărat)}, \\ \lg T &= -0{,}10 \qquad\qquad\quad \text{(Tecuci)}. \end{aligned}$$

Relațiile (3) arată că la aceste stații perioadele predominante depind atît de condițiile de sol, cît și de poziția focarelor cutremurelor.

Această particularitate poate fi o consecință a faptului că în regiunea Focșani se găsește una dintre cele mai importante linii tectonice de la cotul Carpaților. Focarele care se găsesc de o parte sau de alta a acestui deranjament tectonic, așa cum s-a semnalat și cu ocazia altor cercetări [11], se manifestă în mod deosebit la stațiile seismice apropiate din nord.

★

Pentru punerea în evidență a deformărilor spectrale sistematice cauzate de particularitățile de sol în punctele de observație, am comparat perioadele predominante T_N ale cutremurelor considerate la diferite stații. Rezultatele sînt ilustrate în figura 7.

Pe axa absciselor sînt trecute stațiile de observație la distanțe convenționale, iar pe axa ordonatelor valorile perioadelor. Fiecare cutremur este deplasat pe axa ordonatelor cu o mărime constantă. Graficul arată că la stațiile Bacău și Iași există unele maxime și minime în dezacord cu mersul general

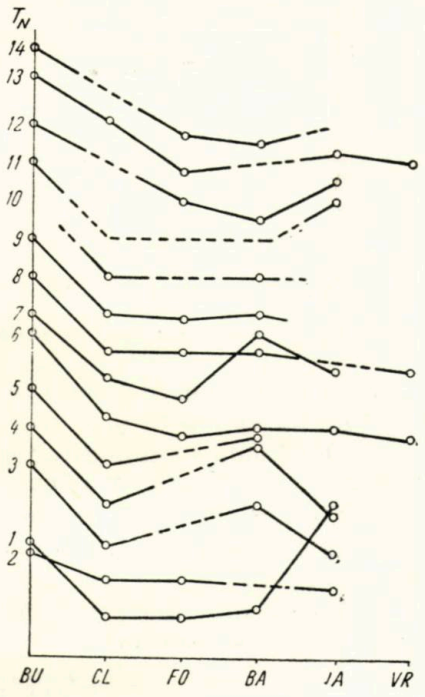


Fig. 7

al curbelor. Aceasta confirmă concluzia de mai sus, că la aceste staţii perioadele predominante depind într-o oarecare măsură şi de poziţia focarelor cutremurelor.

Un alt parametru care caracterizează intensitatea cutremurului este durata τ a intervalului măsurat.

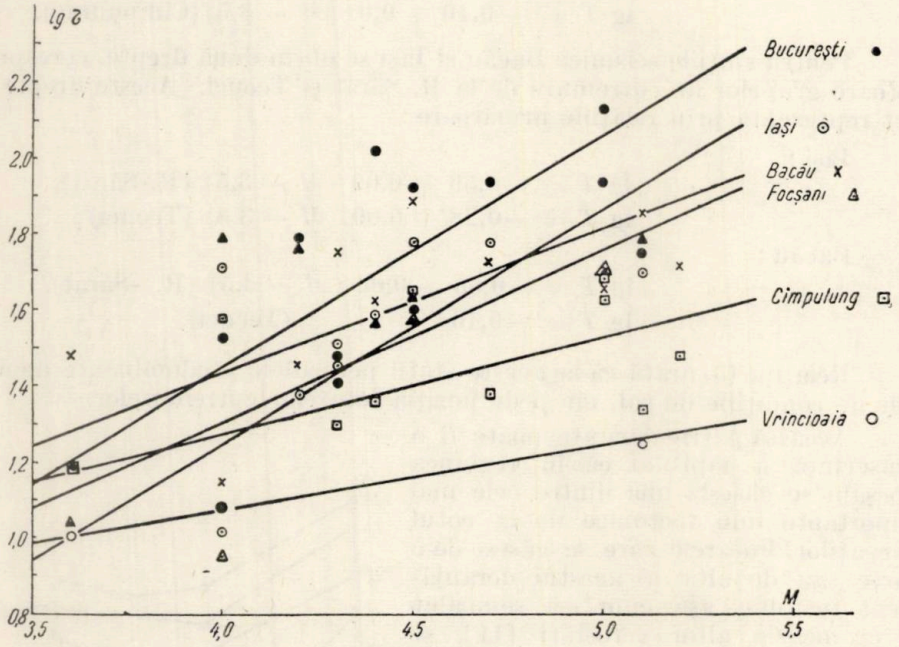


Fig. 8

Convenţional, am limitat acest interval la grupul de oscilaţii ale căror amplitudini nu sînt mai mici ca $\frac{1}{3}$ din maximul principal.

Se înţelege că lungimea lui depinde de intensitatea cutremurului şi de distanţa epicentrică.

După cum s-a amintit, pentru staţiile folosite, distanţele epicentrice variază în limite relativ mici.

Noi am căutat să vedem cum variază τ în funcţie de M.

În figura 8 se arată dependenţa lg τ de M pentru cele şase staţii seismice.

Datele de observaţie ţinînd seama de centrele lor de greutate sînt aproximate de relaţiile

$$\lg \tau = 1{,}14 + 0{,}61\ (M - 3{,}5) \quad \text{(Bucureşti)},$$
$$\lg \tau = 1{,}15 + 0{,}25\ (M - 3{,}5) \quad \text{(Cîmpulung)},$$

$$\begin{aligned} \lg \tau &= 1{,}25 + 0{,}35\ (M - 3{,}5) \quad \text{(Bacău)}, \\ \lg \tau &= 0{,}98 + 0{,}17\ (M - 3{,}5) \quad \text{(Vrîncioaia)}, \\ \lg \tau &= 1{,}08 + 0{,}46\ (M - 3{,}5) \quad \text{(Focșani)}, \\ \lg \tau &= 0{,}94 + 0{,}61\ (M - 3{,}5) \quad \text{(Iași)}. \end{aligned} \tag{4}$$

Prin extrapolare se poate obține valoarea τ_0, care caracterizează durata de oscilație în faza maximă în apropiere de epicentru.

Pe baza relațiilor (4) se observă că pentru τ_0 se obțin valori diferite. Aceasta arată că condițiile de sol în punctele de observație au un rol apreciabil în durata τ de înregistrare a fazei maxime a cutremurului.

Concluziile noastre asupra mărimii perioadelor predominate în faza maximă a înregistrărilor la stațiile seismice române se referă la cutremurele de pămînt de mică adîncime de la cotul Carpaților în intervalul de magnitudine 3,5—5,2. Credem că extrapolarea acestor rezultate în domeniul magnitudinilor mari sau a celor mici este justificată numai pentru cutremure ale căror intensități nu diferă cu mult de valorile magnitudinilor pe baza cărora s-a făcut prezentul studiu.

Primită la redacție la 15 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1 T. Iosif, *Cutremurul de la 23 mai 1953*. Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R. Secţia de ştiinţe matematice şi fizice, **VIII**, *4* (1956).

2 T. Iosif, *Consideraţii asupra cutremurelor din Vrancea*. St. cerc. astr. seism., *1* (1957).

3. T. Iosif, D. Jianu. *Caracteristicile de frecvenţă ale seismografelor staţiilor seismice române* (manuscris).

4. K. Kanai, T. Tanaka, K. Osaka, *Measurement of the Micro-tremor. I.* Bull. Earthq. Res. Inst., *32*, 2 (1954).

5. R. Kanai, T. Tanaka, K. Osaka, *Measurement of the Micro-tremor.* II, III, IV, V, VI, VII Bull. Earthq. Res. Inst., *35*, 1 (1957).

6. В. В. Штейнберг, *Анализ колебаний грунтов от близких землетрясений*. Труды Ин-та физики земли АН СССР, *33*(200) (1964).

7. Л. А. Скорик, *К вопросу о существовании преобладающего периода колебаний грунта при землетрясении*. АН Тадж. ССР, Труды Ин-та сейсм. строительства и сейсмологии, **XI**, (1961).

8. — *Преобладающий период колебания грунта как функция величины энергии землетрясения в очаге*. АН Тадж. ССР, Труды ин-та сейсм. строительства и сейсмологии, **XI** (1962).

9. В. О. Бунэ, М. В. Гзовский, *Методы детального изучения сейсмичности*. Труды Ин-та физики земли АН СССР, *9*(*176*) (1960).

10. А. В. Горячев, О. А. Ершов и др., *О сейсмическом микрорайонировании территории Петропавловска — Камчатского*. Труды Ин-та физики земли АН СССР, *28* (*195*) (1963).

11. T. Iosif, *Structura scoarţei terestre sub teritoriul R.P.R.* St. cerc. astr. seism., *2* (1958).

ASUPRA DETERMINĂRII MAGNITUDINII CUTREMURELOR NORMALE DIN ROMÂNIA

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

Într-o lucrare publicată anterior [1] am analizat posibilitatea determinării magnitudinii cutremurelor normale ($h<100$ km) produse pe teritoriul României, oprindu-ne în special asupra cutremurelor carpatice (curbura Carpaților).

În cadrul zonei cutremurelor normale din Carpați se remarcă epicentrele de la Rîmnicu-Sărat ($h=20-50$ km), Mărășești ($h=60-80$ km), Tecuci ($h=10-30$ km). Cutremurele din această zonă, fiind slabe ($M\leqslant 5^1/_4$), se înregistrează la un număr mic de stații, și în general numai la stațiile românești (București, Cîmpulung, Vrîncioaia, Bacău, Focșani, Iași și Timișoara). Dintre stațiile vecine ($\Delta\leqslant 5°$) care de regulă înregistrează cutremurele produse în regiunea Vrancea este stația Lvov, însă informațiile sînt puțin numeroase.

Pentru determinarea magnitudinii cutremurelor normale din Carpați s-au propus două metode [1]:

1) determinarea magnitudinii folosind curbele de calibrație $\sigma(\Delta)$ obținute de V. Kárník [2]:

$$M_\sigma = \lg \frac{A}{T} + \sigma(\Delta); \tag{1}$$

2) determinarea magnitudinii folosind durata undelor de suprafață $t = F - eS$ [3]:

$$M_t = 2{,}12 \lg t + 0{,}0065\ \Delta° + 2{,}66. \tag{2}$$

Ca material de observație s-au folosit înregistrările stației București pentru 48 de cutremure produse în perioada 1939—1963.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P. 73–79, BUCUREȘTI, 1966

Analiza rezultatelor a condus la concluzia că mărimile M_σ și M_t sînt apropiate ([1], tabela 2). Deoarece sistemul de valori M_t depinde foarte puțin de distanța epicentrică Δ, el a fost adoptat ca sistem de bază.

În cele ce urmează vom analiza următoarele probleme :

a) precizarea sistemului de valori M_t;

b) relația dintre perioada fazei maxime T_{max} și magnitudinea M.

PRECIZAREA SISTEMULUI DE VALORI M_t

Determinarea magnitudinii unui cutremur conduce imediat la întrebarea : care este precizia valorii determinate? Această întrebare se pune și pentru cele două sisteme de valori M_t și M_σ obținute de noi. Pentru a răspunde la aceasta ne-am propus a determina magnitudinea cutremurelor normale de la curbura Carpaților folosind înregistrările stației Lvov. În acest scop ne-am adresat stației Lvov cu rugămintea de a ne trimite informații asupra deplasării maxime și a perioadei corespunzătoare pentru cutremurele înregistrate în perioada 1939—1960.

Informațiile primite se referă la 10 cutremure produse pe teritoriul României (9 cu epicentrul în zona Vrancea + 1 cu epicentrul în zona Banatului) în perioada 1952—1960.

În tabela 1 sînt trecute patru sisteme de valori ale magnitudinii M : M_t și M_σ, determinate la București [1], și $M_{A/T}$ și M_A, determinate de noi pe baza datelor de observație ale stației Lvov.

Tabela

Nr.	Data	H	Epicentrul		h	$\Delta°$	A		T	
			$\varphi°_N$	$\lambda°_E$	km		A_N μ	A_E μ	T_N s	T_E s
1	1952.VI.3	05 : 53	45,4	27,0	20	4,9	4,8 5,6	8,8 8,2	1,8 2,0	1,8 2,2
2	1952.XI.13	02 : 39	45,9	27,6	30	4,6	0,7	0,5	2,5	2,0
3	1952.XI.13	02 : 47	45,9	27,6	30	4,6	0,9	0,7	2,5	2,0
4	1953.X.15	04 : 43	45,3	27,0	n	5,0	—	2,5 3,2	—	1,8 3,0
5	1954.X.1	13 : 30	45,7	27,1	50	4,6	—	2,9	—	2,0
6	1956.IV.18	12 : 52	46,1	27,4	25	4,4	1,7	1,8	1,8	1,8
7	1958.XI.11	23 : 07	45,5	27,1	60	4,8	0,8 0,8	0,9 0,8	1,8 2,4	1,5 2,3
8	1959.V.27	20 : 38	45,6	21,1	6	4,7	9,4	13,2	2,8	2,5
9	1959.V.31	12 : 16	45,8	27,6	12	4,7	12,2	12,8	2,0	2,0
10	1959.X.12	16 : 43	46,1	27,9	n	4,6	0,9	0,9	2,0	1,7

Valorile $M_{A/T}$ și M_A au fost obținute cu ajutorul relațiilor

$$M_{A/T} = \lg \frac{A}{T} - \lg \left(\frac{A}{T}\right)^*, \tag{3}$$

$$M_A = \lg A - \lg A^*, \tag{4}$$

unde pentru funcțiile de calibrație au fost luate valorile prezentate în lucrarea [4].

Deoarece valorile funcțiilor de calcul $-\lg \left(\frac{A}{T}\right)^*$ și $-\lg A^*$ sînt mai precise la distanțe $\Delta \geqslant 4°$ decît pentru distanțe $\Delta \leqslant 2°$, rezultă că valorile $M_{A/T}$ caracterizează mai bine decît sistemul de valori M_σ energia eliberată în focar.

Analizînd magnitudinile $M_{A/T}$, M_A, M_σ și M_t, se observă următoarele :

— valorile $M_{A/T}$ sînt continuu mai mari decît valorile M_A ($M_{A/T} = M_A + 0{,}52$) ;

— valorile $M_{A/T}$ și M_t sînt foarte apropiate ($M_t = M_{A/T} + 0{,}1$).

Concordanța foarte bună a valorilor $M_{A/T}$ și M_t ne conduce la concluzia că cele două sisteme de magnitudini sînt echivalente și deci că hotărîrea de a considera M_t ca sistem de bază în clasificarea cutremurelor carpatice este complet justificată.

1

A μ	T s	$\frac{A}{T}$	$\lg \frac{A}{T}$	$\lg A$	$-\lg \left(\frac{A}{T}\right)^*$	$-\lg A^*$	$M_{A/T}$	M_A	M_t	M_σ
10,10	1,8	5,611	0,749	1,004	4,29	3,49	5,04	4,49	5,15	5,00
10,00	2,1	4,761	0,678	1,000			4,97	4,49		
0,87	2,25	0,386	$\bar{1}$,587	$\bar{1}$,939	4,26	3,46	3,85	3,40	(3,89)	4,29
1,15	2,25	0,511	$\bar{1}$,708	0,061	4,26	3,46	3,97	3,52	4,08	4,22
2,50	(1,8)	1,389	0,143	0,398	4,30	3,50	4,44	3,90	3,85	4,52
3,20	(3,0)	1,067	0,028	0,505			4,33	4,01		
2,90	(2,0)	1,450	0,161	0,462	4,26	3,46	4,42	3,92	4,61	5,11
2,50	1,8	1,389	0,143	0,398	4,24	3,44	4,38	3,84	4,50	(4,10)
1,21	1,65	0,734	$\bar{1}$,866	0,084	4,28	3,48	4,17	3,56	—	—
1,14	2,35	0,485	$\bar{1}$,686	0,057			3,95	3,54		
16,25	2,65	6,132	0,787	1,212	4,27	3,47	5,19	4,68		
17,80	2,0	8,90	0,949	1,250	4,27	3,47	5,22	4,72	5,23	—
1,28	1,85	0,692	$\bar{1}$,840	0,107	4,26	3,46	4,10	3,57	4,14	—

DEPENDENȚA PERIOADEI FAZEI MAXIME T_{max} DE MAGNITUDINEA M A CUTREMURULUI

Materialul de observație folosit se referă la înregistrările cutremurelor normale carpatice obținute la stațiile București și Lvov.

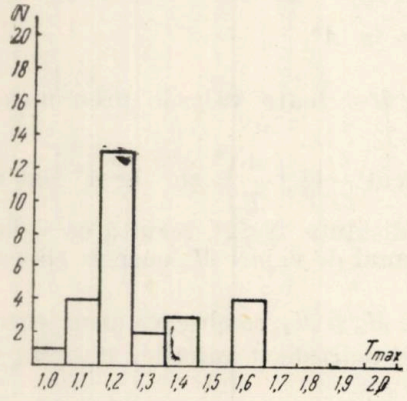


Fig. 1 *a*. — Distribuția perioadei T_{max} pentru componenta nord (27 de observații).

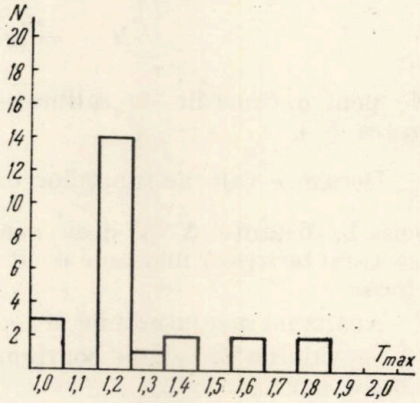


Fig. 1 *b*. — Distribuția perioadei T_{max} pentru componenta est (24 de observații).

b_1. *Stația București.* Dintre cele 48 de cutremure normale carpatice catalogate în tabela 1 din lucrarea [1], numai pentru 27 dispunem de observații sigure asupra perioadei T_{max}. Deoarece în general perioada T_{max} diferă pe cele două componente orizontale nord și est, vom analiza comportarea perioadei T_{max} separat pentru fiecare componentă.

Distribuția perioadei T_{max} pentru cele două componente este prezentată în figurile 1*a* și 1*b*.

Analiza figurilor 1*a* și 1*b* arată că perioada T_{max} care se întîlnește cel mai des corespunde valorii $T_{max} = 1{,}2$ s (48% comp. N și 58,3% comp. E). În cazul componentei nord se mai observă două maxime relative ($T_{max} = 1{,}1$ s, cu 14,8%; $T_{max} = 1{,}6$ s, cu 14,8%).

Legătura între perioada T_{max} și magnitudinea M este prezentată în figura 2.

Au fost obținute următoarele relații :

$$\lg T_{max} = 0{,}101 + 0{,}001\ M \text{ (comp. N)}, \tag{5}$$

$$\lg T_{max} = -0{,}001 + 0{,}030\ M \text{ (comp. E)}. \tag{6}$$

Se observă că relațiile obținute de noi diferă considerabil de aceea unanim admisă, în care coeficientul lui M are valoarea 0,2—0,3 [5]. Aceasta se explică prin numărul de observații redus, dar mai ales prin intervalul mic de magnitudine folosit ($\delta M = 2{,}2$). Rezultă deci că, pentru intervale mici de magnitudine, perioada T_{max} are o variație extrem de lentă, lucru evidențiat de noi și pentru cutremurele adînci din Vrancea ($h \geqslant 100$ km) pe baza observațiilor stațiilor seismice românești [6], [7].

Ţinînd seama de cele de mai sus, rezultă că cutremurele adînci ($h \geqslant 100$ km, $M_{max} = 7{,}4$) şi normale ($h < 100$ km, $M_{max} \leqslant 5^1/_4$) produc la Bucureşti oscilaţii maxime ale solului cu perioada predominantă $T_{max} = 1{,}2$ s. Conformarea seismică a construcţiilor cere luarea în consideraţie

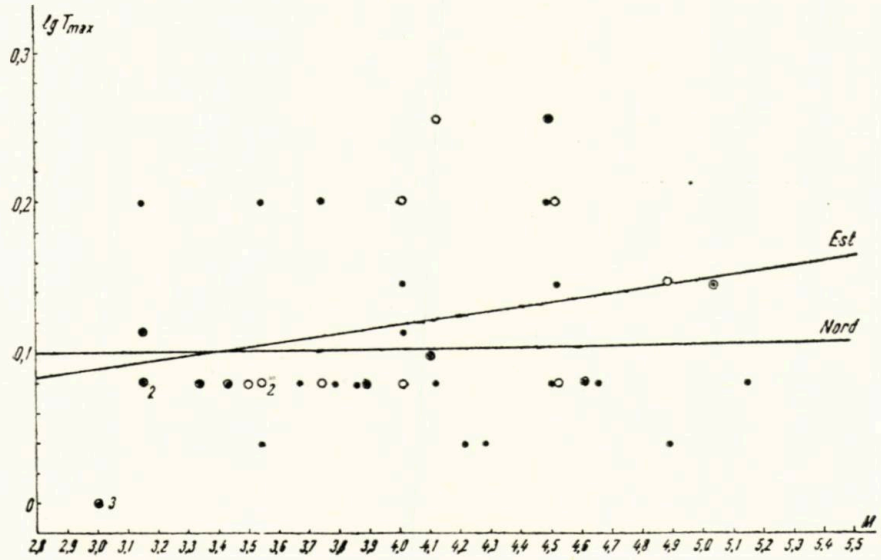


Fig. 2. — Legătura dintre perioada T_{max} şi magnitudinea M (● — comp. N; ○ — comp. E) pentru staţia Bucureşti.

a acestei indicaţii şi deci evitarea în primul rînd a construcţiilor cu perioada proprie $T_0 = 1{,}2$ s.

b_2. *Staţia Lvov.* Cele 10 cutremure studiate (tabela 1) constituie un material de observaţie destul de modest pentru a obţine concluzii categorice.

Se observă că perioada T_{max} diferă pentru cele două componente orizontale şi de aceea vom analiza comportarea acesteia separat pentru fiecare componentă. Pe componenta nord, perioada T_{max} care se întîlneşte cel mai des corespunde valorii $T_{max} = 1{,}8$ s (37,5%); se observă de asemenea două maxime relative: $T_{max} = 2{,}0$ s (25%) şi $T_{max} = 2{,}8$ s (25%).

Pe componenta est, perioada T_{max} care se întîlneşte cel mai des corespunde valorii $T_{max} = 2{,}0$ s (40%); se evidenţiază de asemenea şi un maxim relativ: $T_{max} = 1{,}8$ s (30%).

Se observă deci o deplasare a perioadei T_{max} spre dreapta pentru componenta est în raport cu componenta nord.

Comparînd valorile perioadelor predominante T_{max} obţinute la Bucureşti şi Lvov, rezultă că T_{max} creşte cu distanţa epicentrală Δ.

Distanţa epicentrală Δ a staţiei Bucureşti pentru cutremurele studiate este cuprinsă în intervalul $\delta\Delta = 1{,}12 - 1{,}90°$, iar a staţiei Lvov în intervalul $\delta\Delta' = 4{,}4 - 5{,}0°$.

Se obţine pentru raportul distanţelor epicentrale a celor două staţii, sistemul de valori

$$\alpha_{\min} = \frac{\Delta_L}{\Delta_B} = \frac{4{,}40}{1{,}12} = 3{,}93 \sim 1{,}6^3 \tag{7}$$

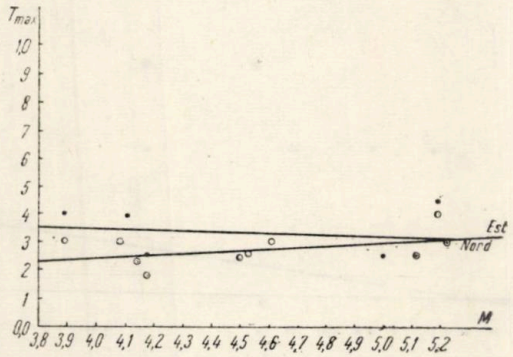


Fig. 3. — Legătura dintre perioada $T_{\max}$ şi magnitudinea M la staţia Lvov (● —comp. N; ○ —comp. E).

şi

$$\alpha_{\max} = \frac{\Delta_L}{\Delta_B} = \frac{5{,}0}{1{,}9} = 2{,}63 \sim 1{,}4^3. \tag{8}$$

Raportul perioadelor $T_{\max}$ predominante pe componenta nord la cele două staţii are valoarea $\beta = 1{,}50$.

Se observă deci că este satisfăcută următoarea relaţie între perioada $T_{\max}$ şi distanţa epicentrală Δ:

$$\frac{T_L}{T_B} \sim \sqrt[3]{\frac{\Delta_L}{\Delta_B}} \tag{9}$$

sau

$$\lg T_L - \lg T_B = \frac{1}{3}(\lg \Delta_L - \lg \Delta_B). \tag{10}$$

Legătura dintre perioada $T_{\max}$ şi magnitudinea M este prezentată în figura 3.

Au fost obţinute următoarele relaţii:

$$\lg T_{\max} = 0{,}47 - 0{,}03 M \text{ (comp. N)},$$
$$\lg T_{\max} = 0{,}04 + 0{,}05 M \text{ (comp. E)}.$$

Se observă că şi în cazul staţiei Lvov valoarea coeficientului M diferă considerabil de aceea unanim admisă, fapt determinat de materialul de observaţie limitat ($\delta M = 1{,}34$).

Primită la redacţie la 15 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. C. Radu, *Determinarea magnitudinii cutremurelor normale din R.P.R.*, St. cerc. geofiz., **I**, *1* (1963).
2. V. Kárník, *Circular letter to the Members of the Sub-Committee and to the Members of the E.S.C.* Praga, 1962.
3. E. Bisztricsany, *On the Problem of Magnitude Determination.* St. cerc. astr. seismol., **6**, *2* (1961).
4. С. Л. Соловьев, Н. В. Шебалин, *Определение интенсивности землетрясений по смещению почвы в поверхностных волнах.* Изв. АН СССР, сер. геофиз., *7*, 926 (1957).
5. В. И. Бунэ и др., *Методы детального изучения сейсмичности*, глава 5, Труды Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта, *9* (*176*) (1960).
6. C. Radu, *Contributions à la détermination de la magnitude des tremblements profonds des Carpates.* Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Série de Géophysique, **8** (1964).
7. C. Radu, *Observaţii asupra regimului seismic al regiunii Vrancea.* Manuscris, Bucureşti, 1965.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL CUTREMURULUI DIN 1962.XI.9 (VRANCEA)[1)]

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice București, Str. Cuțitul de argint nr. 5

Regiunea seismică cea mai activă din România este regiunea de curbură a Carpaților, cunoscută sub numele de Vrancea ($\varphi = 45{,}8°$ N; $\lambda = 26{,}7°$ E). Cutremurele adînci din Vrancea ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km), care determină seismicitatea părții de est și de sud-est a României, au fost studiate sub diferite aspecte de seismologii români și străini. În ultimii ani, o atenție deosebită a fost acordată caracterului proceselor de adîncime și stării tensionale în focar.

În lucrările [1],[2], [3] s-a arătat necesitatea studierii cutremurelor din această regiune pe grupe de adîncimi : 1) focare situate în limitele scoarței terestre ($h < 70$ km); 2) focare situate între limita lui Mohorovičií și limita superioară a astenosferei ($70 \leqslant h < 100$ km) și 3) focare situate în astenosferă. Cel mai mare interes pentru studiu îl prezintă grupa a 3-a, deoarece se obțin informații prețioase asupra proceselor din partea superioară a mantalei și a legăturii acestora cu activitatea seismică a regiunii studiate. Cercetările anterioare au condus la o serie de rezultate foarte importante, care au fost comunicate într-o serie de lucrări.

Se știe că un cutremur este caracterizat prin cinci dimensiuni : φ, λ, h, H și E. Primele patru dimensiuni, adică coordonatele focarului și timpul de producere H, caracterizează cutremurul din punct de vedere geometric; a cincea dimensiune, energia seismică E, constituie principala sa caracteristică dinamică.

În afară de cele cinci dimensiuni este indicat a caracteriza cutremurul și prin soluția planului de falie, tipul cutremurului, spectrul undelor etc. [4].

Vom prezenta în această lucrare studiul cutremurului din 1962. XI. 9, $H = 02^h14^m52^s$, ținînd seama de indicațiile date în [4] pentru studiul regimului seismic.

[1)] A apărut și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **9**, 2 (1965).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1 P. 81–86, BUCUREȘTI, 1966

Rezultatele obținute completează și continuă cercetările noastre asupra seismicității României.

Poziția focarului. Analiza seismogramelor stațiilor românești (aspectul înregistrării și diferențele $S-P$) ne-a condus imediat la concluzia că este vorba de un cutremur care aparține părții centrale a zonei epicentrale Vrancea și că adîncimea focarului h este cuprinsă între 100 și 150 km.

Pentru poziția focarului am adoptat coordonatele date de B.C.I.S. :

$$\varphi = 45{,}8°\text{N},$$
$$\lambda = 26{,}7°\text{E},$$
$$h = 130 \text{ km},$$

care confirmă observația noastră.

Determinarea magnitudinii M. Magnitudinea M s-a determinat cu ajutorul relației [5] :

$$M_{SH} = \lg \frac{A}{T} - \lg \left(\frac{A}{T}\right)^*,$$

folosind înregistrările tuturor stațiilor românești (tabela 1).

Tabela 1

	Stația	△ (km)	r (km)	$S-P$ (s)	A (μ)	T_s	A/T	lg$A$	lg $\frac{A}{T}$	M_A	$M_{A/T}$
1	Focșani	39	136	13,8	131,04	0,4	327,60	2,12	2,52	4,44	4,59
2	Bacău	88	157	16,0	190,20	0,5	380,40	2,28	2,58	—	5,06
3	Cîmpulung	142	192	18,8	69,74	0,6	116,23	1,84	2,07	4,88	4,85
4	București	160	206	19,0	135,36	1,4	96,69	2,13	1,99	4,83	4,73
5	Iași	166	210	23,8	282,67	0,4	706,68	2,45	2,85	5,27	5,25

Vom adopta ca magnitudine a cutremurului valoarea $M = 4{,}73$ obținută la stația București.

Tabela

Nr.	Cutremurul					Planul a						Pla		
									Vectorul de mișcare					
	Data și ora la origine	$\varphi°$N	$\lambda°$E	h (km)	M	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Unghiul de alunecare (5)	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea
1	1962.XI.9 02:14:52	45,8	26,7	130	4,73	N20V	N70E	42	S46V	40	72	N44V	S46V	50

Energia seismică E eliberată în focar este de $7{,}08.10^{18}$ ($K = 12$) [6] și reprezintă 21,5% din energia seismică a anului 1962.

Cutremurul a fost simțit la București cu o intensitate de aproximativ 3 grade, intensitatea maximă I_0 în epicentru fiind deci 4—5 grade.

Tabela 2

	Stația	$\Delta°$	$\alpha°$	$i_h°$	C sau D
1	Focșani	0,5	138,9	−21,0	$D\,(C)$
2	Bacău	0,75	10,6	27,0	D
3	Cîmpulung	1,2	263,7	43,3	D
4	București	1,4	198,2	53,8	D
5	Iași	1,5	23,4	60,8	C
6	Belgrad	4,5	261,2	88,0	C
7	Simferopol	5,3	92,7	+89,0	C
8	Viena	7,5	292,7	82,8	C
9	Colm	10,6	306,2	76,3	D
10	Pulkovo	14,2	7,5	70,0	C
11	Nurmijäervi	14,8	356,0	69,0	D
12	Goris	15,7	106,7	67,3	C
13	Folinier	18,6	251,0	53,6	C
14	Bergen	19,3	326,8	50,9	(D)
15	Tromsoe	24,2	353,4	44,3	(D)
16	Bangui	41,8	192,1	36,8	D, cC
17	College	69,6	357,5	26,7	C
18	Eureka	82,8	331,8	22,2	D

Soluția planului de falie și starea tensională în focar. Pentru rezolvarea problemei s-a folosit aceeași metodă ca și în lucrările noastre anterioare, adică metoda lui Honda [7], cu dezvoltările făcute de Ritsema [8]. Soluția a fost obținută pe baza semnului primei deplasări în unda P la 18 stații seismice (tabela 2).

Semnele deplasărilor în unda P—comprimare C sau dilatare D— au fost luate din B.C.I.S. și buletine seismice, iar pentru stațiile românești de pe seismograme.

3

nul b			Sensul mișcării		Planul de acțiune			Vectorul nul		Sistemul de tensiuni				Tipul cutremurului
Vectorul de mișcare										P		T		
Direcția	Înclinarea	Unghiul de alunecare (β)	Dextral	Sinistral	Direcția	Direcția înclinării	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	Direcția	Înclinarea	
N70E	48	74	b	a	S57V	N33V	78	S33E	12	N13V	77	S58V	7	V_t

Rezultatele studiului se pot urmări bine pe diagrama-mecanism din figura 1.

Poziţia punctelor pe diagramă a fost fixată folosind valorile ctg i_h din tabelele lui Hodgson [9], pentru $h = 0{,}015$ R.

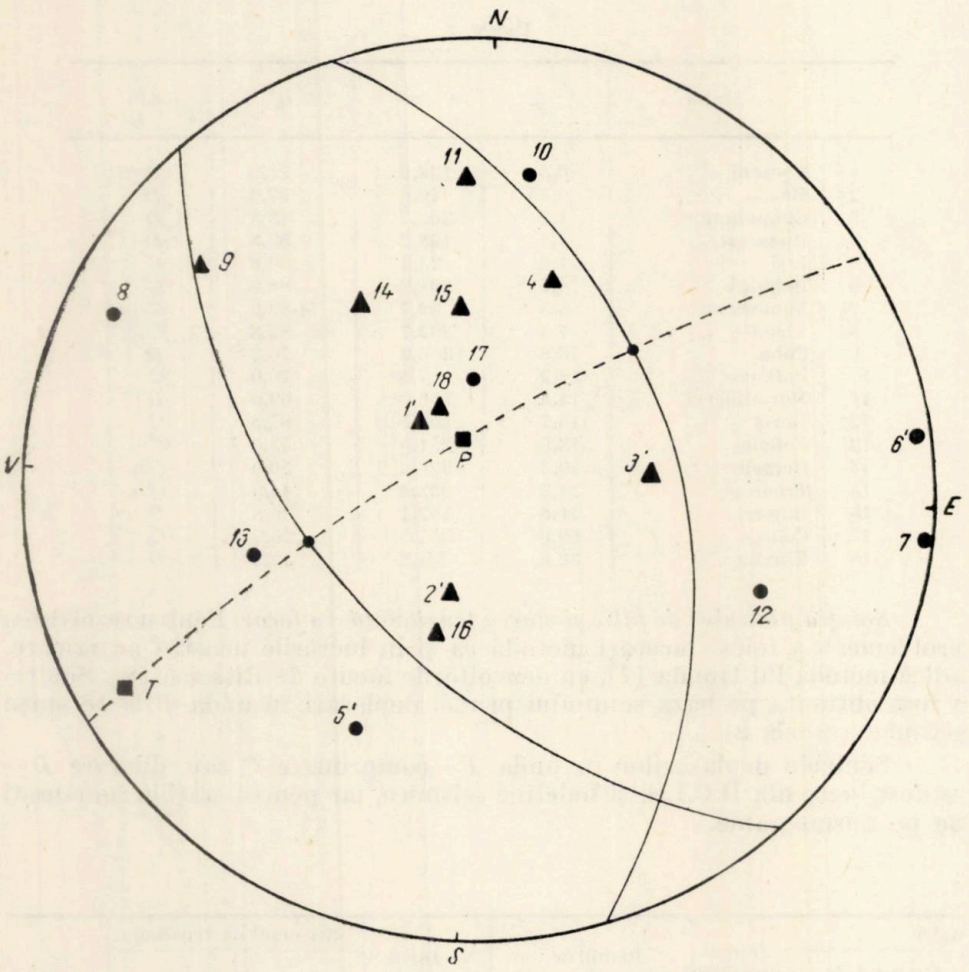


Fig. 1. — Diagrama-mecanism pentru cutremurul din 1962.XI.9 : $H = 02^h14^m52^s$; $\varphi = 45{,}8°$N ; $\lambda = 26{,}7°$E, $h = 130$ km ; $M = 4{,}73$.

Analiza diagramei mecanism arată că unul dintre plane, planul *a*, orientat NV, este bine definit de staţiile Cîmpulung (3'▲), Bucureşti (4'▲), Pulkovo (10 ●) şi Nurmijäervi (11 ●), iar planul *b*, trasat ca să respecte condiţia de ortogonalitate 4 RR' cos $\theta = 1$, este definit de staţiile Colm (9▲), Folinier (13 ●) şi Bangui (16▲). Există o singură discordanţă, şi anume staţia College (17 ●), care se află în masă de dilatări.

Citirea diagramei-mecanism din figura 1 este dată în tabela 3.

Rezultatele prezentate în figura 1 și în tabela 3 ne conduc la următoarele concluzii :

— planele de faliere sînt orientate amîndouă în direcția NV (a—N 20° V și b — N 44° V) ;

— planul de acțiune este aproape vertical ($e = 78°$) și orientat N 34° V ;

— vectorul nul este aproape orizontal ($e = 12°$) și orientat S34°E ;

— tensiunile de comprimare au acționat aproape vertical ($e = 77°$) și orientate N 13° V ;

— tensiunile de dilatare T au acționat aproape orizontal ($e = 7°$) și orientate S 58° V ;

— conform clasificării lui Ritsema [8], cutremurul este de tip V_t (cutremure prin tensiune orizontală, faliere normală) ;

— indiferent care dintre planele de faliere a sau b va fi considerat ca plan de falie, rezultă că ruptura în focar a fost orientată NV.

Apartenența acestui cutremur tipului V_t constituie o excepție de la regula anterioară stabilită de noi [10], care afirmă că „cutremurele adînci din Vrancea cu adîncimea $h>100$ km sînt de tip V_P^-". Probabil că aceasta se explică prin faptul că cutremurul studiat fiind relativ slab ($M < 5$), elementele obținute caracterizează o situație cu totul locală și nu se referă la procese regionale din partea superioară a mantalei.

Elementele soluției planului de falie și a stării tensionale obținute pentru acest cutremur contribuie la completarea catalogului de cutremure europene pentru care s-a studiat mecanismul, precum și la rezolvarea unor probleme legate de seismotectonica regiunii Vrancea.

Primită la redacție la 15 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul puternicelor cutremure carpatice din anul 1940*. Analele științifice ale Univ. „Al. I. Cuza" din Iași, **VIII** (1962).
2. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul în focar al cîtorva cutremure carpatice*. Analele științifice ale Univ. „Al. I. Cuza" din Iași, **VIII** (1962)
3. C. Radu, *Contribuții la soluția planului de falie pentru cutremurile carpatice*. Analele științifice ale Univ. „Al. I. Cuza" din Iași, **IX** (1963).
4. В. И. Буне и др., *Методы детального изучения сейсмичности*. Труды Ин-та физики земли АН СССР, *9* (1960).

5. T. Iosif, C. Radu, *Asupra determinării magnitudinii cutremurelor adînci din Vrancea.* St. cerc. astr. seismol., **VI**, *1*, (1961).
6. C. Radu, *Regimul seismic al regiunii Vrancea,* St. cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geofiz. 3 *2*, (1965)
7. H. Honda, *The Mechanism of the Earthquakes.* Publication of the Dominion Observatory, Ottawa, **XX**, *2* (A Simposium), (1957).
8. A. R. Ritsema, *Earthquake Generating Stress Systems in Southeast Asia.* BSSA, **47** (1957 *b*).
9 J. H. Hodgson, R. S. Storey, *Tables Extending Byerly's Fault Plane Techniques Earthquakes of any Focal Depth.* BSSA, **43**, *1* (1953).
10. C. Radu, G. Purcaru, *Considerations Upon Intermediate Earthquake-Generating Stress Systems in Vrancea.* BSSA, **54**, *1* (1964).

UNELE PROBLEME ALE CUTREMURELOR DIN VRANCEA ȘI ALE REPLICILOR LOR

DE

G. PURCARU

Centrul de cercetări geofizice București, str. Cuțitul de argint nr. 5

Este bine cunoscut că, în prezent, datele experimentale despre structura părților interioare ale Pământului și proprietățile fizico-elastice ale materialului la diferite adîncimi ni se prezintă, din anumite puncte de vedere, contradictorii. Aceasta a condus la formarea diferitelor concepții asupra structurii Pământului și a stării fizice a substanței în interiorul lui.

Într-una din concepții, bazată pe propagarea undelor S prin scoarță și manta, pe existența focarelor cutremurelor pînă la adîncimi de 700 km, pe caracterul mareelor terestre și deplasarea polilor, Pământul se poate considera ca un corp elastic, deși modulul de rigiditate în nucleu este cel puțin de 10 ori mai mic decît în manta [1].

Încercările făcute de a elabora teorii care să descrie starea substanței din interiorul Pământului, folosindu-se corpuri idealizate (corpul Maxwellian, corpul Kelvinian etc.) au arătat că pentru a explica particularitățile principale ale substanței la diferite adîncimi este suficient să se folosească teoria corpului Maxwellian viscoelastic.

Pornind de la ecuația lui Maxwell au fost obținute diferite rezultate în [2], [3]. În această direcție prezintă interes și presocurile și replicile care însoțesc deseori cutremurele puternice ce se produc într-o zonă seismică.

Analiza lor a permis să se obțină informații importante asupra caracteristicilor viscoelastice în regiunea hipocentrală [4], și asupra structurii și caracterului materialului în zonele de producere a cutremurelor [5], [6].

★

Cercetările efectuate de-a lungul anilor au arătat că în regiunea Vrancea se produc cutremure intermediare cu adîncimi medii de 150 km [7], [8], [9], [10].

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P. 87–99, BUCUREȘTI, 1966

De asemenea rezultă din [11], [12] că în regiunea Vrancea toate cutremurele intermediare se produc în intervalul de adîncime cuprins între 80 și 200 km și sînt dispuse compact într-un volum mic, iar zona epicentrală ($S = 2\,000$ km^2) urmează direcția tangentei la curbura exterioară a Carpaților. Cutremurele din Vrancea se produc mereu în aceeași regiune epicentrală, adică sînt caracterizate printr-o stabilitate spațială ridicată a focarelor.

Înregistrările cutremurelor din Vrancea la stațiile seismice din vecinătatea epicentrului au arătat că cutremurele din această regiune nu sînt însoțite de prețocuri și replici. O excepție constituie cutremurul de la 10 noiembrie 1940 cel mai puternic din regiunea Vrancea cunoscut de noi, care a fost însoțit de o serie de replici.

Replicile acestui cutremur au fost cercetate în [13] din punct de vedere tensional dîndu-se curba Benioff de eliberare a tensiunilor condiționate. S-a ajuns la concluzia că cutremurul de la 10 noiembrie 1940 s-a produs printr-o compresiune elastică, fapt ce a fost stabilit și ulterior, detaliat, cu ajutorul mecanismului în focar [14], [15], și care este, în general, caracteristic proceselor seismice adînci din Vrancea.

Perioada de relaxare a tensiunilor. Replicile unui cutremur constituie un proces specific, iar teoria lor permite cercetarea stării tensionale în zona hipocentrală a focarelor. În această direcție a și fost emisă o ipoteză de către Benioff [16] cu privire la producerea lor.

În cadrul procesului tectonic tensiunile care se acumulează pregătesc cutremurul (șocul principal) și dispar (se eliberează) în momentul producerii lui. Dacă tensiunile acumulate nu se eliberează în întregime în momentul șocului principal, atunci se vor elibera tensiuni remanente și se vor produce replici. Acest proces poate fi cercetat dacă presupunem că starea materialului în regiunea focală poate fi descrisă de ecuația lui Maxwell pentru un corp vîscoelastic :

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{1}{\mu}\frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{\eta}, \tag{1}$$

unde ε este deformația, σ tensiunea, μ coeficientul de rigiditate și η coeficientul de vîscozitate. Valoarea lui η satisface relația

$$\eta = \mu\tau, \tag{2}$$

unde τ este perioada de relaxare a tensiunilor elastice. Dacă presupunem că deformația este constantă [4] și că în cazul unei serii de replici, pentru eliberarea totală a tensiunilor trebuie să treacă un anumit interval de timp t, atunci membrul stîng al ecuației (1) trebuie să devină zero, și avem

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{t}{\tau}}, \tag{3}$$

unde σ_0 este tensiunea remanentă după șocul principal ce se va elibera prin seria de replici, iar τ perioada de relaxare a tensiunilor în zona hipocentrală.

Formula (3) descrie procesul relaxării tensiunilor într-un corp deformabil în cazul producerii unui şoc elastic, iar perioada τ este caracteristica esenţială a unui corp vîscoelastic. Se poate considera, după Benioff [16], că $\sigma \sim \sqrt{E}$ şi se vede că $\sigma_0 \cong \sum_{i=0}^{n} \sqrt{E_i}$, unde n este numărul cutremurelor din seria de replici.

Tensiunea σ în momentul t faţă de momentul t_0 al şocului principal va fi

$$\sigma = \sigma_0 - \sigma_k \tag{4}$$

unde $\sigma_k \cong \sum_{i=1}^{k} \sqrt{E_i}$, k fiind numărul replicilor în intervalul de timp $t - t_0$.

Din (3) şi (4) obţinem

$$\lg \frac{\sigma_0 - \sigma_k}{\sigma_0} = \frac{t}{\tau} \lg e$$

sau

$$\tau = \frac{t \lg e}{\lg \frac{\sigma_0}{\sigma}}. \tag{5}$$

Formula (5) a fost dată în [4] şi aplicată pentru două serii de replici ale unor şocuri cu focarul în scoarţă.

Noi am încercat să obţinem perioada de relaxare a tensiunilor elastice în regiunea hipocentrală a cutremurelor cu focare situate în partea superioară a mantalei. În acest scop a fost analizată seria de cutremure din noiembrie 1940, al cărei şoc principal a fost la 10 noiembrie 1940 ($M = 7{,}4$; $h = 134$ km).

Durata replicilor seriei a fost luată egală cu 20 zile [17] iar unitatea de timp a fost luată egală cu o zi. Cum numărul replicilor a fost 34, avem $\sigma_0 = \sum_{i=1}^{34} \sqrt{E_i} = 63{,}44.10^9$ erg$^{1/2}$, unde E_i au fost calculate cu relaţia $\lg E = 11{,}8 + 1{,}5\, M$, iar valorile M au fost luate din [13].

Au fost calculate valorile σ_1, σ_2, σ_3, ... şi folosind (5), corespunzător, s-au calculat valorile τ_1, τ_2, τ_3, ..., în zile. Dacă în cursul unui interval de timp nu s-au produs replici s-a considerat că tensiunea în acest interval nu s-a schimbat.

În figura 1 am reprezentat variaţia lui τ în timp pentru replicile cutremurului studiat.

S-a admis că τ variază continuu cu t, supunîndu-se relaţiei $\tau = a + bt$ care a fost stabilită pe baza unui număr mare de cutremure de pe glob cu $5 \leqslant M \leqslant 8{,}5$.

În cazul nostru am obţinut relaţiile:

$$\left.\begin{aligned} \tau &= 2{,}26 + 0{,}564t, \\ \tau &= 4{,}51 + 0{,}167t, \\ \tau &= 3{,}087 + 0{,}084t. \end{aligned}\right\} \tag{6}$$

Introducînd pe τ din (6) în (3) s-a calculat curba descărcării tensiunilor σ pentru perioada de relaxare τ continuă. În figura 2 s-au trecut valorile observate ale lui σ ($erg^{1/2}$) în funcție de t (în zile) precum și curba calculată a variației lui σ în timp, folosindu-se (6).

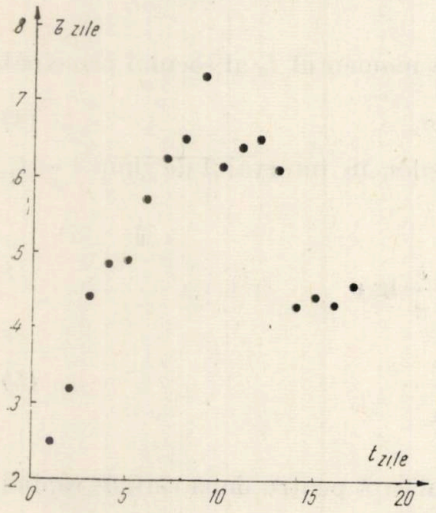


Fig. 1. — Graficul variației în timp a perioadei de relaxare în seria replicilor cutremurului din 10 noiembrie 1940.

Curba variației lui $\sigma(t)$ arată că, pentru seria de replici considerată, procesul eliberării tensiunilor remanente este descris de 3 curbe de forma (3) cu τ continuu, unde $\tau = a + bt$. Conform indicațiilor din [18] rezultă că în intervalul de timp considerat (20 zile) are loc o schimbare bruscă a deformației, o schimbare a condițiilor fizice și în particular a parametrului τ. După scăderile care se observă pe această curbă a relaxării tensiunilor, procesul de eliberare a tensiunilor se continuă, fiind descris de (3) — dar cu alt parametru τ (cele 3 ecuații $\tau = a + bt$).

Noi am considerat această interpretare a caracterului curbei care descrie procesul relaxării tensiunilor ca cea mai probabilă, deoarece prima ramură a curbei $\sigma(t)$ este cea mai reprezentativă pentru întregul proces de relaxare.

Relații de frecvență. Cu toate că producerea unui cutremur puternic este însoțită adesea de replici, care descresc gradual în timp ca număr și magnitudine (de asemenea numărul replicilor așteptate să se producă descrește cu creșterea adîncimei h a șocului principal și crește odată cu creșterea lui M) pentru alte cutremure de aceeași magnitudine acest fenomen nu apare.

În literatură [19] sînt folosite următoarele criterii pentru estimarea seriilor de replici :

1 — epicentrul replicii este situat în vecinătatea epicentrului șocului principal sau în interiorul unei zone A considerată ca zonă a replicilor șocului principal ;

2 — replicile urmează imediat după șocul principal sau în timpul unui interval de timp T estimat ca durată T a replicilor ;

3 — numărul cutremurelor așteptate în activitatea seismică normală a regiunii este substras în numărul replicilor. Normalitatea regimului seismic este distrusă ($R \gg 1$)[1].

[1]) În lucrarea [18] se indică că și coeficientul unghiular al graficului frecvenței seriilor de replici este mai mare sau egal cu coeficientul unghiular al graficului de frecvență pentru întreaga regiune.

Procentajul cutremurelor urmate de replici, raportul lor cu magnitudinea și adîncimea precum și legile producerii replicilor au fost analizate, detaliat, mai ales de cercetătorii japonezi.

Astfel a fost stabilit în mod empiric că numărul replicilor scade exponențial cu timpul după relația $n(t) = At^{-p}$, unde A și p sînt constante,

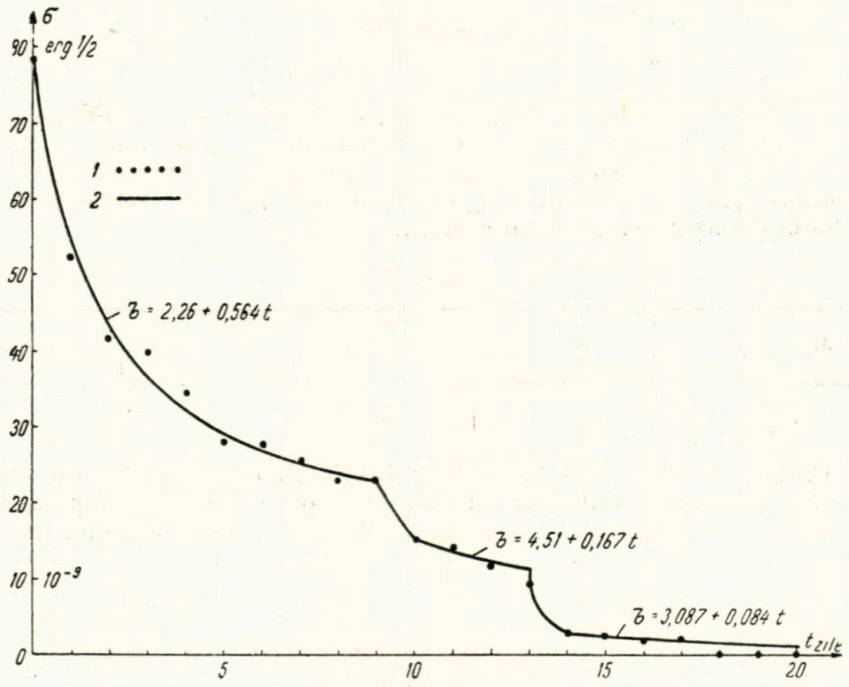


Fig. 2. — Graficul descărcării tensiunilor în seria replicilor cutremurului din 10 noiembrie 1940 : 1 — observat ; 2 — calculat.

iar energia lor scade de asemenea după legea $E(t) = Bt^{-q}$, unde B și $q = 2$ sînt constante.

În tabela 1 sînt trecute mărimile cu care s-au calculat valorile coeficienților constanți din ecuația $\lg \Sigma n(t) = A' - p \lg t$, unde $f[\Sigma n(t)]$ este funcția sumă cumulativă de descreștere a numărului de replici în timp.

Calculele ne-au condus la următoarea relație

$$\lg \Sigma n(t) = 1{,}9 - 1{,}1 \lg t. \qquad (7)$$

Valoarea coeficientului $p = 1{,}1$ coincide cu valoarea lui $p = 1{,}1 \div 1{,}3$ găsită de Utsu [20] pentru seriile de replici ale cutremurelor și arată că și în cazul nostru legea de mai sus poate fi considerată satisfăcută.

Tabela 1

Data	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
t	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
n	10	0	3	2	3	1	2	0	0	2	3	2	1	1	1	2	0	1	0	0
$\Sigma n(t)$	34	24	24	21	19	16	15	13	13	13	11	8	6	5	4	3	1	1	0	0

Noi am analizat şi funcţia $f(n, M)$ în cazul seriei de replici a cutremurului de la 10 noiembrie 1940 utilizînd relaţia $\lg n = a - bM$. Dar pentru a mări stabilitatea coeficientului b am folosit o curbă de frecvenţă cumulativă [21] în sistemul $\lg n_\Sigma - M$, în care n_Σ este frecvenţa cutremurelor ce depăşesc o magnitudine dată.

Tabela 2

$M_i - M_k$	3,1—3,8	3,9—4,5	4,6—5,1	5,2—5,8
n_Σ	35	24	8	3

Datele necesare sînt trecute în tabela 2, care conţine intervalele $M_i - M_k$ folosite şi numărul cutremurelor n_Σ ce depăşesc magnitudinea M. Pe baza acestor date am obţinut relaţia

$$\lg n_\Sigma = 4{,}12 - 0{,}71\ M, \qquad (8)$$

care este reprezentată grafic în figura 3.

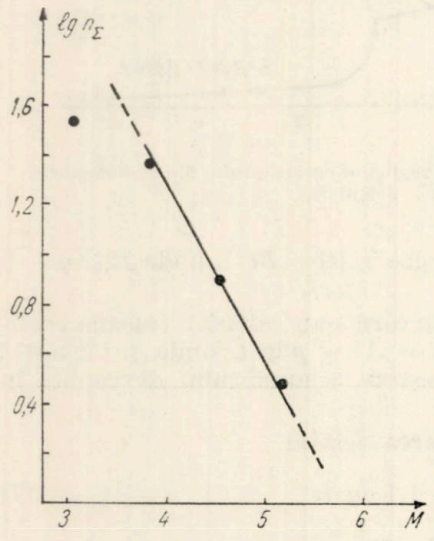


Fig. 3. — Graficul frecvenţei pentru seria de replici a cutremurului din 10 noiembrie 1940.

Din grafic se vede că punctul corespunzător valorii lui n_Σ, dacă se ia în consideraţie şi intervalul de magnitudine 3,1—3,8, este apreciabil deplasat în jos faţă de dreapta (8), ceea ce se explică prin faptul menţionat în lucrarea [13] că replicile posibile ce s-ar fi produs în intervalul $t = 0$ (01^h39^m) şi $t = 0{,}27$ (08^h14^m) nu au fost înregistrate, deoarece pendulii mecanici ai staţiei Bucureşti au fost deterioraţi de cutremurul principal.

De aceea în calculul lui b nu am folosit decît ultimele trei intervale $M_i - M_k$ pentru care valorile n_Σ s-au considerat drept reprezentative.

Coeficientul $b = 0{,}71$ este practic același cu cel obținut pentru cutremurele adînci din Vrancea ($h = 100-200$ km) de diferiți autori, $b = 0{,}68 \div 0{,}71$, [22], [23].

Cum $\lg E = 11{,}8+1{,}5\ M$, atunci cu alegerea necesară a intervalelor $M_i - M_k$ (tabela 2) obținem valoarea coeficientului graficului seriei de replici $\gamma = 0{,}47$. Amintim că în [17] a fost obținută valoarea $\gamma = 0{,}42$ și $b = 0{,}63$ pentru această serie de replici, însă acești coeficienți au fost obținuți fără folosirea de valori cumulative.

Coeficientul $\gamma = 0{,}47$ este apropiat de $\gamma = 0{,}45 \div 0{,}47$ obținut în lucrările [17], [24], în care γ a fost determinat folosindu-se cutremure pentru întreaga regiune Vrancea pentru un interval mare de timp. Coeficientul unghiular γ se dovedește, astfel, în cazul seriei de replici cercetate, a fi egal cu coeficientul γ pentru regiunea Vrancea în întregime.

Lipsa unui număr mare de cutremure însoțite de serii de replici, în cazul regiunii Vrancea, nu permite stabilirea unor concluzii mai bogate în această problemă.

RELAȚIA MAGNITUDINE – ARIA REPLICILOR

Legătura dintre aria activă A a replicilor și magnitudinea M a șocului principal a fost exprimată prin relația $A = 10^{aM+b}$, și pentru cutremurele din Japonia și vecinătatea ei Utsu și Seki [25] au obținut formula

$$\lg A\ (\mathrm{cm}^2) = 5{,}99 + 1{,}02\ M. \tag{9}$$

Bazați pe datele a șase serii de replici din diferite regiuni seismice M. Båth și S. Duda [26] au obținut următoarea relație:

$$\lg A\ (\mathrm{cm}^2) = 4{,}95 + 1{,}21\ M. \tag{10}$$

Punînd $M = 7{,}4$ în (9) și (10) obținem valorile $\lg A = 13{,}54$ și $\lg A = 13{,}90$, respectiv.

Pe de altă parte aria seriei de replici din 4 noiembrie 1952 (Kamciatka) nu verifică ecuația (9), iar la valoarea lui A pentru seria de replici din 21 iulie 1952 (Kern Kounty) este prea mică față de A dat de (10).

Noi am căutat să obținem o nouă relație între A și M, pe baza unor date mai numeroase, pentru serii de replici din diferite regiuni seismice de pe glob.

Pe baza datelor trecute în tabela 3 am obținut următoarea relație:

$$\lg A\ (\mathrm{cm}^2) = 5{,}83 + 1{,}08\ M, \tag{11}$$

care este reprezentată în figura 4 și este foarte apropiată de relația (9).

Din figura 4 se observă că numai pentru seria de cutremure de la Kern Kounty și cea din Vrancea valorile lui A, observate, sînt deplasate apreciabil în jos față de dreapta dată de (11). În cazul seriei de șocuri din 10 noiembrie 1940 (Vrancea) acest fapt ar putea fi explicat, cel puțin în general, prin probabilitatea descreșterii lui A cu creșterea adîncimii focale ($h \approx 150$ km).

Tabela 3

Nr.	Data	$\varphi°$	$\lambda°$	Regiunea	M	h (km)	$\lg_{10}A$ (A în cm²)	p	Sursa de informaţii
1	1957.III.22	37,7 N	122,5 V	S. Francisco	5,30		11,40	—	[26]
2	1948.XII.4	33,9 N	116,4 V	Hot Springs	6,50		13,11	—	[26]
3	1952.VII.21	35,0 N	119,0 V	Kern County	7,70	15 ± 6	13,22	—	[26]
4	1957.III.9	51,3 N	175,8 V	Ins. Aleutine	8,25	normal	15,19	—	[26]
5	1952.XI.4	52,8 N	159,5 E	Kamciatka	8,50	„	15,39	—	[26]
6	1960.V.22	38—39,5 S	73—74,5 V	Chile	8,70	„	15,61	—	[26]
7	1949.VII.10	39,2 N	70,8 E	Haitsk	7,5—7,6	14—20	13,79	1,1	[33]
8	1954.I.23	37,4 N	72,5 E	Djauşangoz	5,5	normal	12,57	1,5	[33]
9	1955.IV.15	39,9 N	74,6 E	Ulugciatsk	7,0	50—120	12,90	1,5	[33]
10	1955.VIII.21	38,6 N	69,7 E	Şurob	4,45—5,0	7—20	10,70	1,6	[33]
11	1956.IX.22	38,5 N	69,3 E	Nurek	5,25	5	11,67	1,2	[33]
12	1940.XI.10	45,8 N	26,7 E	Vrancea	7,4	140	13,15	1,1	—
13	1963.X.13	44,8 N	149,5 E	S. Kurile	8,25	60	14,67	—	[34]
14	1962.IX.1	35,6 N	50,0 E	Iran	7,25	21	13,86	—	[35]
15	1948.X.5	37,8 N	58,6 E	Aşhabad	7,0	23	13,50	—	[36]

Cu această discuție relația (11) obținută de noi poate fi aplicată pentru serii de replici din diferite regiuni seismice ale Pământului.

Diferența dintre magnitudinea șocului principal M_p și cea a replicii cu magnitudinea M_r maximă este dată și de așa-numita lege a lui

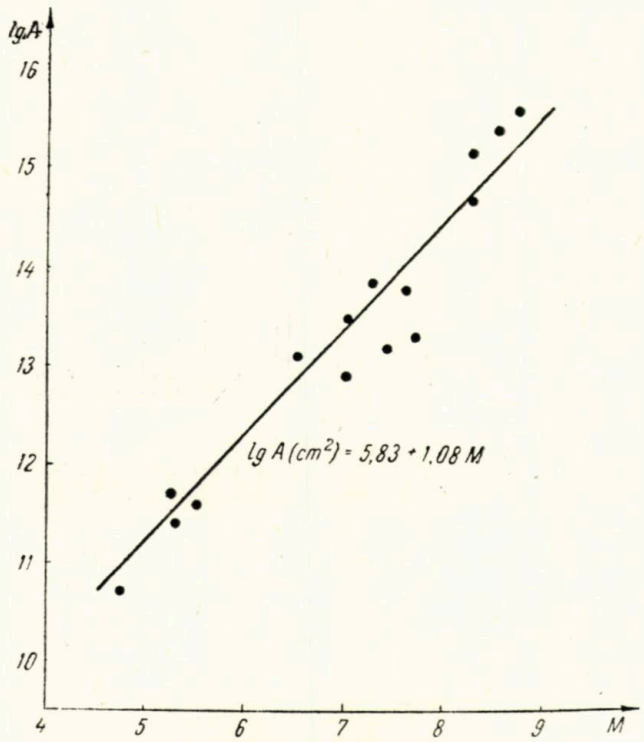


Fig. 4. — Relația $A-M$ pentru diferite regiuni seismice de pe glob.

Båth [26], conform căreia $M_p - M_r = 1{,}2$, iar după Utsu [27] se poate scrie relația $M_r = 1{,}45 M_p - 4{,}7$.

Pentru seria de șocuri a replicilor din noiembrie 1940 $M_p = 7{,}4$ și $M_r = 5{,}5$, ceea ce arată că legea lui Båth nu se verifică, iar în relația lui Utsu punînd $M_p = 7{,}4$ obținem valoarea $M_r = 6$, care totuși nu ar putea fi acceptată, mai ales avînd în vedere că pentru cutremurele adînci din Japonia $M_p - M_r = 2$.

Prezintă interes și problema presocurilor în legătură cu cutremurul de la 10 noiembrie 1940. La această problemă cu greu se poate da un răspuns precis. Totuși se poate spune că o durată bine delimitată a presocurilor nu a putut fi stabilită ca existentă, așa cum se vede și din figura 5, unde în abscisă s-a luat timpul t în zile, iar în ordonată numărul de șocuri într-o zi.

Chiar dacă considerăm ca preşoc cutremurul din 22 octombrie 1940 ($H = 0{,}6^h$; $h = 122$ km ; $M = 6{,}5$), nu putem vorbi propriu-zis de o serie de preşocuri. În orice caz seria de şocuri din noiembrie 1940 (singura de acest fel în cazul cutremurelor intermediare din Vrancea) este tipică pentru

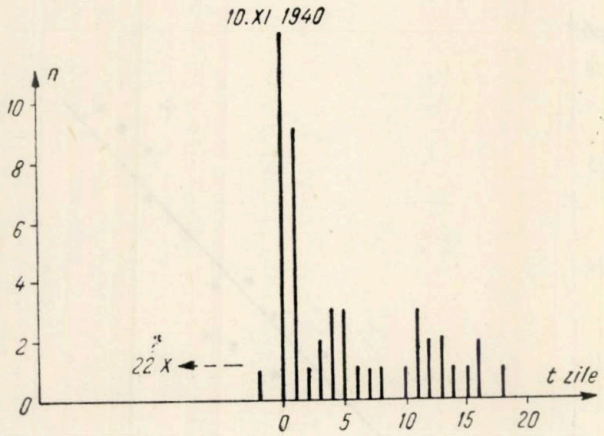


Fig. 5. — Graficul distribuţiei preşocurilor şi replicilor cutremurului din 10 noiembrie 1940.

producerea cutremurelor într-un mediu omogen sub acţiunea unor tensiuni uniforme, dacă ţinem seama de rezultatele obţinute experimental de K. Mogi [5], [6] în cazul producerii de fracturi pentru un număr mare de şocuri şi care au fost comparate cu rezultatele obţinute asupra cutremurelor din diferite zone seismice din Japonia. Dar această concluzie, care se bazează numai pe un singur caz tipic, poate să apară forţată pentru regiunea Vrancea.

Este important de remarcat, pe de altă parte, că rezultatele obţinute în [14], [15] asupra soluţiilor planului de falie ale cutremurelor cele mai puternice din această serie de şocuri ca şi pentru alte cutremure puternice din Vrancea arată că aceste soluţii sînt aproape aceleaşi şi pot fi considerate reprezentative pentru starea de tensiuni din zona focarelor cutremurelor din Vrancea.

Ţinînd seama de tipul seriei de şocuri din noiembrie 1940, de rezultatele date în [5], [6] precum şi de observaţiile de mai sus şi admiţînd că în partea superioară a mantalei sînt posibile procese de natură similară cu procesele de faliere din scoarţă (această supoziţie este încă discutată) putem da următoarea explicaţie posibilă în legătură cu procesele seismice legate de seria de cutremure din noiembrie 1940 :

1) şocul principal şi seria de replici însoţesc un sistem de fracturi în partea superioară a mantalei ;

2) şocul principal de la 10 noiembrie 1940 corespunde unei falii mari, predominantă şi apărută brusc (sau preexistentă) ;

3) seria de replici corespunde unei serii de fracturi mai mici secundare și de aceeași natură cu falia predominantă ;

4) în acest caz direcția fracturii predominante (planul faliei din soluția mecanismului în focar dată în [14]) coincide cu direcția predominantă, aproximativ nord 25—30° est, a zonei focarelor cutremurelor din Vrancea care rezultă din [28], [29].

Aprecierea valorii lungimii L a fracturii predominante în focarul cutremurului de la 10 noiembrie 1940 se poate face în felul următor. Luînd constanta elastică e a mediului egală cu $6{,}8.10^{11}$ c.g.s. și tensiunea elastică limită (extremă) în mediu $x = 10^{-4}$, atunci rezistența mecanică limită a mediului va fi

$$k = 1/2 \; e \; x^2 = 3{,}40.10^3.$$

Dacă energia E a cutremurului este acumulată într-un volum sursă V, considerat a fi un volum sferic cu raza r, atunci $V = \frac{E}{K}$, [30] și cum în cazul nostru $E = 8.10^{22}$ erg, obținem

$$r = \left(\frac{3}{4K} E\right)^{1/3} \cong 20 \text{ km}$$

și lungimea fracturii în focar va fi $L = 2\,r \cong 40$ km.

Această valoare este foarte apropiată (de același ordin de mărime) de valoarea $L = 50$ km obținută în [17], avînd în vedere presupunerile de mai sus.

Cunoscînd valoarea lui r, și dacă se introduce valoarea vitezei undelor S, la adîncimea focarului $v_s = 4{,}3$ km/s în relația $\lg t = \lg a/v_s + 0{,}48$ [31], se obține că durata de radiație a energiei din volumul sursă a cutremurului de la 10 noiembrie 1940 este $t = 14{,}2$s. Valoarea lui $t = 14{,}2$ s obținută de noi este apropiată, pentru $M = 7{,}4$, de valoarea lui $t = 14{,}8$ s obținută din relația [31]

$$\lg t = 0{,}51 \; M - 2{,}6, \tag{12}$$

care concordă bine cu rezultatele din [32] asupra cutremurelor adînci. Numai o analiză spectrală a formei undei S pentru cutremurele adînci din această regiune va aduce noi informații în problema radiației energiei seismice din focarele lor.

Primită la redacție la 15 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. B. Gutenberg, *Internal Constitution of the Earth.* New York, 1951.
2. В. А. Магницкий, *Внутреннее строение и физика земли,* Изд. „Недра" ,Москва, 1965.
3. H. Jeffreys, *The Earth.* Cambridge, 1952.

4. К. В. ПШЕНИКОВ, *Проблема афтершоков*, Геол. и геофиз., *1* (1964).
5. K. MOGI, *Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena* (First Paper). Bull. Earthq. Res. Inst., **40** (1962).
6. K. MOGI, *Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena* (Second, Third Papers). Bull. Earthq. Res. Inst., **41** (1963).
7. H. JEFFREYS, *Some deep-focus earthquakes*. M.N.R.A.S., Geophysical Supplement, Dec. 1935.
8. B. GUTENBERG, C. F. RICHTER, *Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes*. Bull. Geol. Soc. Am., **49** (1938).
9. B. GUTENBERG, C. F. RICHTER, *Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes*. Bull. Geol. Soc. Am. **50** (1939).
10. G. DEMETRESCU, *În jurul cutremurului de la 10 noembrie 1940*. Publ. Obs. Buc., 1940.
11. T. IOSIF, *Considerații asupra cutremurelor din Vrancea*. St. cerc. astron. seism., *1* (1957).
12. G. PETRESCU, C. RADU, *Seismicitatea teritoriului Republicii Populare Române*. An. Univ. Buc. Seria St. Nat., Mat., Fiz., *40* (1963).
13. T. IOSIF, C. RADU, *Caracteristicile tensiunilor condiționate pentru focarul adînc din Vrancea*. St. cerc. astron. și seismol., *2* (1961).
14. LIVIU CONSTANTINESCU, D. ENESCU, *Fault-Plane Solutions for Some Roumanian Earthquakes and their Seismotectonic Implications*. Journal of Geophysical Research, **69**, *4* (1964).
15. C. RADU, G. PURCARU, *Considerations upon intermediate Earthquake-Generating Stress Systems in Vrancea*. Bul. Seism. Soc. Am., **54**, *1* (1964).
16. BENIOFF, *Earthquakes and rock creep*. Bull. Seism. Soc. Am., **45**, *1* (1955).
17. C. RADU, *Le régime séismique de la région de Vrancea*. Rev. Roum. de géol. géophys. et géogr., **9**, *1* (1965).
18. К. В. ПШЕНИКОВ, *О природе последующих толчков землятресений*. Динамика земной коры. Москва, 1965.
19. Ю. В. РИЗНИЧЕНКО, *Об изучении сейсмического режима*, Изв. АН СССР, сер. геофиз., *9* (1958).
20. T. UTSU, *Magnitude of Earthquakes and Distribution of Aftershocks*. Zisin, **10**, *1* (1957).
21. Ю. В. РИЗНИЧЕНКО, *Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности*, Изв. АН СССР, сер. геофиз., *7* (1964).
22. V. KARNIK, *Magnitude-Frequency Relation and Seismic Activity in Different Regions of the European Area*. Bull. Int. Inst. Seism. and Earthq. Engineering, **I** (1964).
23. C. RADU, *Contributions a l'étude du régime séismique de la région de Vrancea*. Rev. Roum. Geol. Géophys. Géogr., série de Géophysique, **8** (1964).
24. Л. КОНСТАНТИНЕСКУ, Д. ЕНЕСКУ, *Параметры сейсмического режима области Вранча*, Изв. АН СССР, сер. физ. земли, *3* (1965).
25. T. UTSU, A. SEKI, *Relation between the area of aftershock Region and the Energy of Main Shock*, J. Seism. Soc. Japan, 1955.
26. M. BÅTH, S. J. DUDA, *Earthquake volume, fault plane area, seismic energy strain, deformation and related quantities*. Annali di Geofisica, **XVII**, *3* (1964).
27. T. UTSU, *A statistical study on the occurrence of Aftershocks*, Geophysical Magazine, **30**, *4* (1961).

28. T. Iosif, *Определение скоростей сейсмических волн в оболочке земли по данным глубоких карпатских землетрясений и их механизм*, Москва, 1964, (Disertație.)

29. Г. Петреску, К. Раду, *Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за период 1901—1960 годов*. Изв. АН МССР, *4* (1962).

30. C. Tsuboi, *Earthquake energy, earthquake volume, after shock area and strength of the earth's crust*. J. of Phys. of the Earth., **4**, *2* (1956).

31. C. Tsuboi, M. Ōtsuka, *Duration of Energy Radiation from an Earthquake Source Volume*. Proceedings of the Japan Academy, **XXXIX**, *9* (1963).

32. K. Kasahara, *Wave-from Analysis of S pulse from Deep Focus, Earthquake*, part 1, Bull. Earthq. Res. Inst., **41** (1963).

33. А. П. Каток, *Повторные толчки и их влияние на параметры сейсмического режима. Динамика земной коры*, Москва, 1965.

34. T. Santô, *Shock Sequences of the Southern Kurile Islands from October to December 31, 1963*. Bull. of the International Institute of the Seismology and Earthquake Engineering, **1** (1964).

35. N. N. Ambraseys, *The Buyin-Zara (Iran) Earthquake of september 1962*; A Field Report, Bull. Seism. Soc. Am., **53**, *4* (1963).

36. Д. Н. Рустанович, Е. И. Широкова, *Некоторые результаты изучения Ашхабадского землетрясения 1948 г.* Изв. АН СССР, сер. геофиз. *12* (1964).

ASUPRA CONCENTRAȚIEI NUCLEELOR DE CONDENSARE. I [1]

DE

VALERIA WINTER și MAGDA CAZAN-CORBASCA

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Pe baza valorilor medii ale concentrației nucleelor de condensare determinate în regiunea Dobrogea se stabilesc influențele pe care le exercită factorii meteorologici asupra acestora.

Aerul atmosferic natural conține, în concentrație variabilă, particule de diferite mărimi și structuri, conglomerate moleculare, componente dintre cele mai fine ale suprafeței terestre solide sau lichide, urme de sare, picături ș.a.

Deoarece o parte din aceste particule constituie suportul material pentru formarea picăturilor de apă, ele se numesc nuclee [1].

Pînă nu de mult se susținea că nucleele Aitken nu joacă aproape nici un rol în condensarea vaporilor din atmosferă, fiindcă ele nu devin active decît la suprasaturații foarte mari (cca. 300%), inexistente în atmosferă [2]. În urma cercetărilor întreprinse în ultimul timp de către H. G. Müller, W. Wieland și alții s-a stabilit că nucleele Aitken participă direct la condensarea vaporilor din atmosferă [3].

Concentrația nucleelor de condensare Aitken în aerul natural a fost determinată cu contorul Scholz, varianta cea mai perfecționată a contorului original Aitken.

În iulie 1964 am făcut determinări ale concentrației nucleelor Aitken în regiunea Dobrogea. Măsurătorile au fost făcute zilnic, dimineața și la amiază concomitent, pe litoral în stația fixă Agigea, cît și în interiorul Dobrogii în stațiile mobile Negru-Vodă, Basarabi, Peștera, Tulcea, M. Kogălniceanu, Topolog, Pantelimonul de Sus, Adamclisi. În plus s-au mai efectuat determinări și în localitățile de pe litoral Capul Midia și „2 Mai", situate la nord și la sud de stația fixă Agigea.

[1] Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie", Série Géophysique, **10**, *1* (1965).

În acest mod am căutat să obţinem o reprezentare cît mai completă a distribuţiei concentraţiei nucleelor de condensare în cele două zone, complet distincte din punct de vedere atmosferic şi geografic.

Aceste zone au fost :

1) *zona de litoral* (staţiile Agigea, Capul Midia, „2 Mai"), unde influenţa brizei de mare din cursul zilei imprimă o dependenţă specială a concentraţiei nucleelor de condensare faţă de factorii atmosferici, şi

2) *zona de interior* (staţiile mobile amintite mai sus), unde curenţii convectivi ascendenţi au rolul hotărîtor [4].

Concentraţia nucleelor de condensare Aitken este condiţionată în ambele zone de numeroşi factori. Am studiat variaţia concentraţiei nucleelor în funcţie de temperatură, umezeală relativă, viteza vîntului şi culoarea cerului.

Măsurătorile au fost făcute la înălţimea de 0,50 m de la suprafaţa pămîntului, deoarece se ştie că nucleele sînt produse în imediata vecinătate a solului [5]. Concentraţia lor descreşte rapid cu înălţimea mai ales datorită faptului că o parte din nucleele care alcătuiesc fluxul de jos în sus se pierd prin coagulare.

INFLUENŢA TEMPERATURII

Din determinările noastre a rezultat o variaţie diurnă cu maximumul dimineaţa. Aceasta deoarece vara curenţii de convecţie sînt considerabil mai puternici, intensificîndu-se o dată cu creşterea temperaturii. Transportînd aer de la sol în înălţime, ei reduc astfel spre prînz apreciabil concentraţia nucleelor din apropierea solului.

1. *Zona de litoral.* Aerosolul marin este alcătuit din nuclee formate din săruri marine higroscopice, care sînt foarte active în procesul de condensare [6]. În plus, aceste nuclee iau parte şi la procesul de coagulare (se ajunge la nuclee cu $r>1$ μ). Odată cu creşterea lui r creşte şi probabilitatea de distrugere a nucleelor. O parte dispare, iar alta ia parte la condensarea norilor şi a particulelor de precipitaţie şi prin aceasta se sedimentează.

Elementul principal atmosferic în zona litoralului îl reprezintă briza de mare. Influenţa brizei de mare asupra celorlalţi factori atmosferici creează condiţii specifice de climat local, care este diferit de cel din zona de interior. Briza de mare, transportînd aer mai rece, coboară temperatura aerului pe litoral în timpul zilei. Măsurătorile noastre comparative au evidenţiat acest lucru.

Temperaturile medii minime şi maxime de pe litoral au fost mai scăzute decît cele din zona de interior. De aici a rezultat şi o concentraţie a nucleelo r diferită (fig. 1).

Valorile medii mai mari ale concentraţiei nucleelor pe litoral obţinute faţă de cele din zona de interior la aceleaşi temperaturi se datoresc transportului masiv de nuclee de condensare de origine marină.

2. *Zona de interior.* Temperaturile medii înregistrate au fost mai mari decît cele de pe litoral. Concentrația nucleelor a fost mai mică, datorită tocmai faptului că mișcarea convectivă ascendentă a fost accentuată de

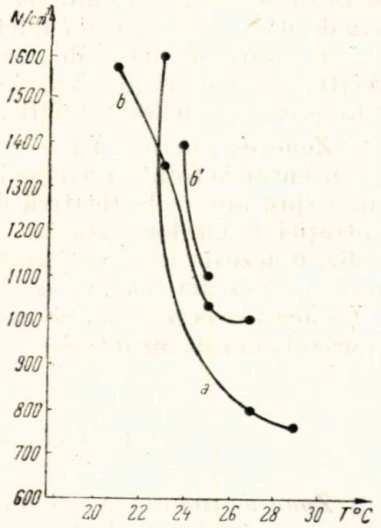


Fig. 1. — Concentrația nucleelor de condensare în funcție detemperatură în interiorul Dobrogei (*a*) și pe litoral la Agigea (*b*), la Capul Midia și „2 Mai" (*b'*) (valori medii).

acțiunea suplimentară a brizei marine, care la latitudinile noastre pătrunde în interiorul uscatului pînă la 30—40 km.

INFLUENȚA UMEZELII RELATIVE

1. *Zona de litoral.* Aerul transportat de briza de mare, fiind încărcat cu vapori, ridică în mare măsură umiditatea atmosferică. O variație a

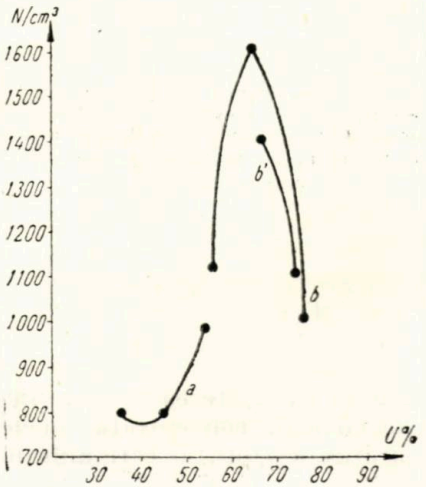


Fig. 2. — Concentrația nucleelor de condensare în funcție de umezeala relativă în interiorul Dobrogei (*a*) și pe litoral la Agigea (*b*), la Capul Midia și „2 Mai" (*b'*) (valori medii).

umezelii relative a aerului este însoţită de o variaţie a mărimii particulelor higroscopice pe care le conţine şi, prin urmare, de o variaţie a efectului lor optic, fără ca concentraţia totală a particulelor să crească. Fenomenul începe să fie sensibil către umezeala relativă de 75% [7]. Pînă la umezeala relativă de 65%, concentraţia nucleelor a crescut, datorită, probabil, faptului că un transport masiv de nuclee a fost adus de briza marină. La umezeli relative mai mari (de cca. 75%), concentraţia nucleelor scade rapid, datorită, probabil, coalescenţei (fig. 2*b*).

2. *Zona de interior.* La o variaţie a umezelii relative de la 36% la 45%, concentraţia totală a particulelor nu a crescut, ceea ce era de aşteptat, şi numai spre umezeala relativă de 54% se constată o uşoară creştere a concentraţiei nucleelor datorită unor surse locale accidentale (fig. 2*a*). În medie, umezeala relativă din zona de interior variază între 36 şi 54%, în timp ce umezeala relativă din zona de litoral este cuprinsă între 56 şi 76%. La acestea corespund concentraţii ale nucleelor mai mari pe litoral şi mai scăzute în zona de interior.

INFLUENŢA VITEZEI VÎNTULUI

1. *Zona de litoral.* Aşa cum rezultă din figura 3, la viteze mici ale vîntului concentraţia nucleelor scade, ca apoi, o dată cu creşterea vitezei, să se mărească ca urmare a intensificării transportului de aerosol marin.

2. *Zona de interior.* La valori scăzute ale vitezei vîntului corespund valori mari ale concentraţiei nucleelor, care s-au adunat în timpul nopţii

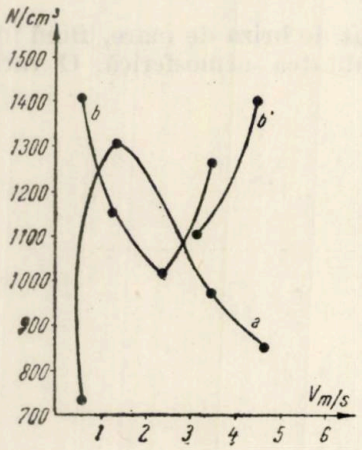


Fig. 3. — Concentraţia nucleelor de condensare în funcţie de viteza vîntului în interiorul Dobrogei (*a*) şi pe litoral la Agigea (*b*), la Capul Midia şi „2 Mai" (*b'*) (valori medii).

în apropierea solului prin subsidenţă. O dată cu creşterea vitezei vîntului (aici predomină curenţii convectivi ascendenţi), concentraţia nucleelor scade rapid, ca urmare a acţiunii de curăţire a vîntului care antrenează nucleele în înălţime (fig. 3*a*).

INFLUENȚA CULORII CERULUI

1. *Zona de litoral.* Cînd cantitatea de suspensii atmosferice crește, fluxul radiației difuze crește și, totodată, culoarea cerului pierde aspectul albastrului pur.

Folosind notațiile date de Volz [8], care indică variațiile de culoare ale cerului A_2 (albastru), A_3 (albastru ușor spălăcit), A_4 (albastru spălăcit),

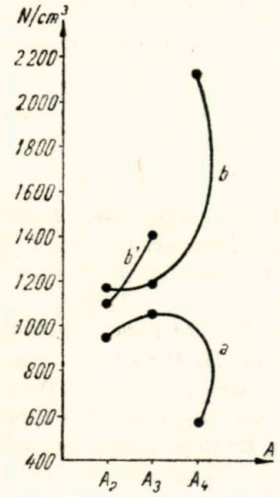


Fig. 4. — Concentrația nucleelor de condensare în funcție de culoarea cerului în interiorul Dobrogei (*a*) și pe litoral la Agigea (*b*), la Capul Midia și „2 Mai'' (*b'*) (valori medii).

am stabilit că concentrația nucleelor a crescut mult plecînd de la A_2 la A_4 (fig. 4).

2. *Zona de interior.* Cînd particulele difuzante sînt foarte mari în raport cu lungimea de undă a radiației solare, difuzia se produce în mod egal pentru toate lungimile de undă ($a_\lambda = \delta\lambda°$), și acesta este cazul cînd atmosfera conține în suspensie picături de apă. Atunci cerul capătă un aspect lăptos, albicios.

Deoarece umezeala relativă a fost mai mică în zona de interior decît în zona de litoral, scăderea concentrației nucleelor plecînd de la A_2 la A_4 se poate explica numai prin acțiunea antrenantă convectivă a vîntului, care pare a fi factorul atmosferic cel mai important în climatul Dobrogii (fig. 4*a*).

CONCLUZII

Din cele arătate pînă acum rezultă că principalii factori atmosferici contribuie (independent sau împreună), în mai mare sau mai mică măsură, la variația concentrației nucleelor de condensare. Aceasta ne-a permis să stabilim existența a două zone perfect distincte din punctul de vedere al concentrației nucleelor care ne va da posibilitatea să studiem, în continuare, opacitatea atmosferică în regiunea Dobrogea [9].

Pe de altă parte, nucleele de condensare, care reprezintă o parte a aerosolului atmosferic, joacă un rol însemnat în diferite fenomene atmosferice, cele mai importante efecte ale acestora constînd în modul în care ele modifică cîmpul radiaţiei solare şi influenţează, mai ales în imediata vecinătate a solului, transferul de radiaţie terestră.

Despre acest aspect al influenţei pe care o exercită asupra fenomenelor de radiaţie prezenţa în atmosferă a nucleelor de condensare, ne vom ocupa într-o notă următoare.

Primită la redacţie la 13 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. R. M. Goody, *Atmospheric Radiation*. Oxford At the Clarendon Press, 1964.
2. V. Winter, St. cerc. fiz., **XI**, *1*, 129—138 (1960).
3. G. Gotsch, *Geofisica pura e applicata*, *50*, *3*, 112—114 (1961).
4. G. H. B. Priestley, *Turbulent transfer in the lower atmosphere*. Chicago Univ. Press., 1959.
5. J. Law, *Geofisica pura e applicata*, **50**, *3*, 102—111 (1961).
6. L. Foitzik, H. Hinzpeter, *Sonnenstrahlung und Lufttrübung*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig, Leipzig, 1958.
7. G. Soulage, *Geofisica pura e applicata*, **50**, *3*, 185—197 (1961).
8. F. Volz, *Geofisica pura e applicata*, **31**, *2*, 119—123 (1955).
9. R. Geiger, *The climate near the ground*. Harvard Univ. Press, 1957.

MODELE ELECTROMETRICE DE MEDII α BIDIMENSIONALE.
SOLUȚII CU SINGULARITĂȚI POLARE LINIARE. II[1])

DE

SABBA ȘTEFĂNESCU și MIRCEA RĂDULESCU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. În articolul precedent s-a făcut studiul teoretic al unui model electrometric bidimensional cu singularități la distanță finită și s-a dat expresia potențialului determinat în terenul (9) [1] de către un curent I introdus prin linia de alimentare PQ și simetrica sa $P'Q'$ față de suprafața solului.

Ca aplicație a acestei formule vom calcula potențialul și rezistivitatea aparentă în cazul unui dispozitiv Schlumberger. Deoarece calculele sînt complicate, vom examina numai cazul cînd emițătorul PQ se deplasează la suprafața solului de-a lungul axei Ox, iar axa de conductivitate D_s trece prin $S(0, 0, h)$.

Potențialul $V(x, 0, 0)$ se obține presupunînd că atît polii P, Q, cît și punctul de măsură M ajung la suprafața solului. Avem

$$V(x, 0, 0) = \frac{I}{4\pi}\left\{\frac{(R^*)^2}{2h^2}\left(\frac{\delta_P^2}{l_P^3} - \frac{\delta_Q^2}{l_Q^3}\right) + \frac{2R^*}{\pi}\left[\delta_P \mathcal{J}(M, P) - \delta_Q \mathcal{J}(M, Q)\right]\right\}, \quad (1)$$

în care

$$\begin{aligned} R^* &= \sqrt{x^2 + h^2}, \\ \delta_P &= \sqrt{x_P^2 + h^2}, \\ \delta_Q &= \sqrt{x_Q^2 + h^2}, \\ l_P &= x - x_P\,;\; l_Q = x_Q - x. \end{aligned} \quad (2)$$

---

[1]) Apare și în „Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographyie", Série Géophysique, **10**, *1* (1966).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P. 107–111, BUCUREȘTI, 1966

Prin $\mathcal{J}(M, T)$ s-a notat integrala

$$\mathcal{J}(M, T) = \int_0^\infty K_1(\lambda R^*) K_1(\lambda \delta_T) \Phi(\lambda h) \lambda^2 \, d\lambda, \tag{3}$$

în care $T = P,Q$, iar

$$\Phi(\lambda h) = \frac{1}{K_0(2\lambda h) + \ln(\gamma \lambda h)}. \tag{4}$$

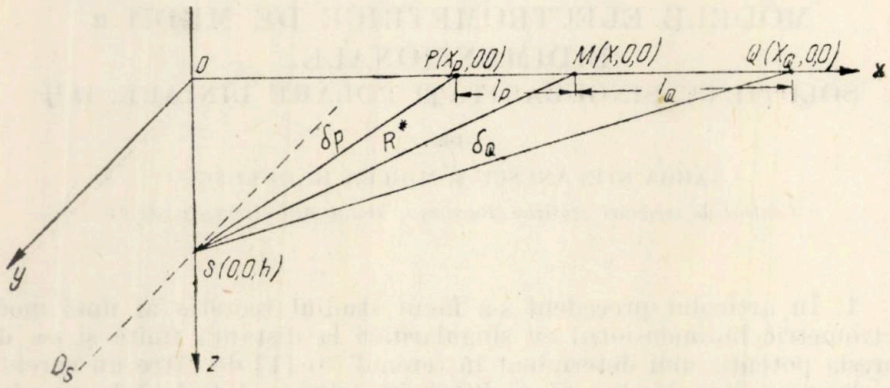


Fig. 1

În figura 1 s-a reprezentat sistemul (P, M, Q, S).

În cazul dispozitivului coliniar nesimetric rezistivitatea aparentă $\rho_{PQ}(M)$ în punctul $M(x, 0, 0)$ este dată de formula

$$\rho_{PQ}(x, 0, 0) = -\frac{2\pi}{I} \frac{l_P^2 l_Q^2}{l_P^2 + l_Q^2} \frac{\partial V(x, 0, 0)}{\partial x}. \tag{5}$$

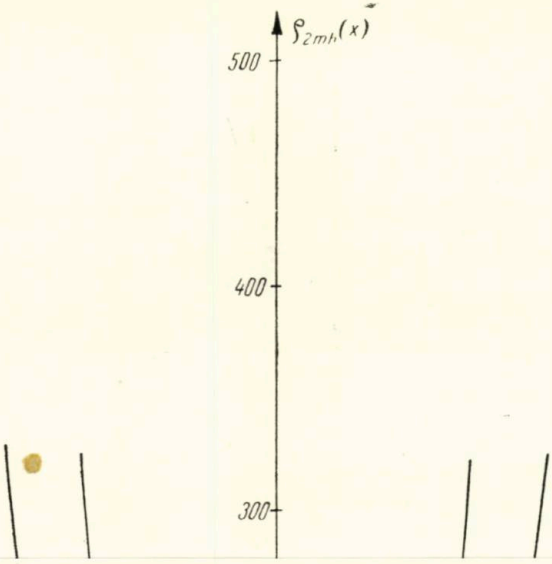
Pentru a calcula derivata parțială din formula de mai sus, vom pleca de la relația (1), în care vor interveni derivări sub semnul integral.

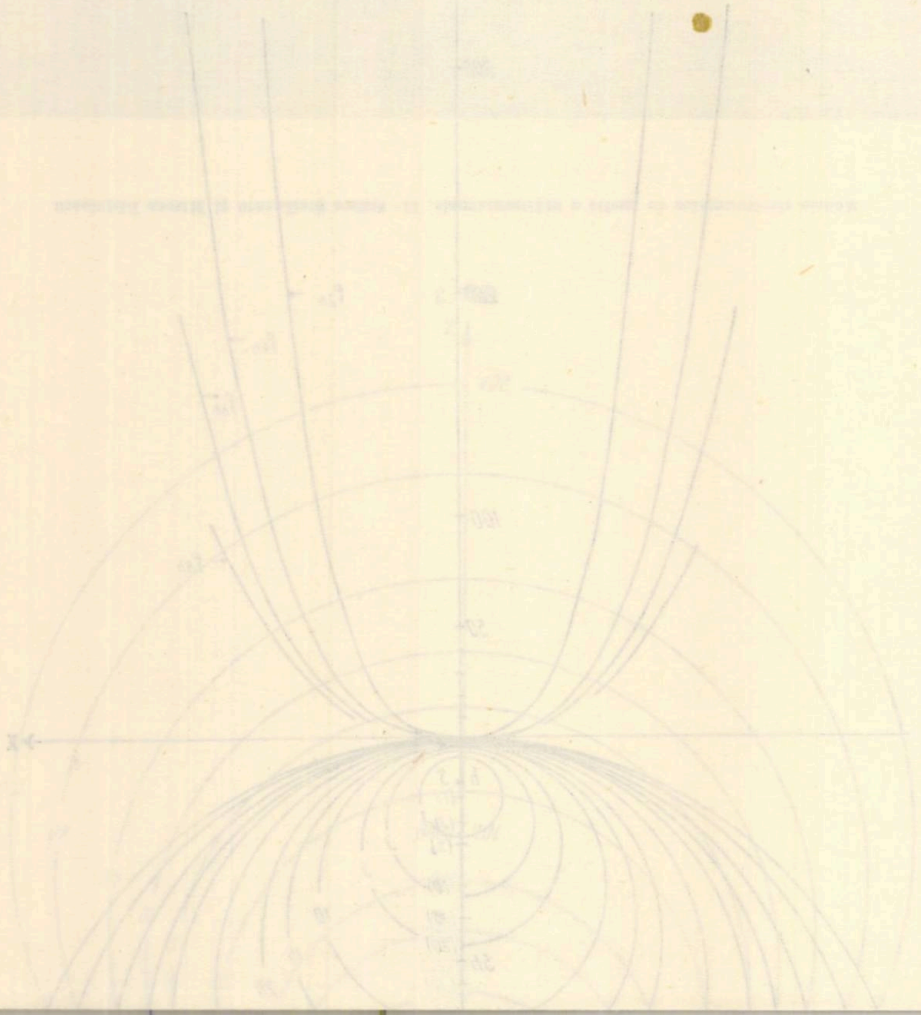
Dacă se ține seama de identitatea [2]

$$K_1'(z) = -\left[K_0(z) + \frac{K_1(z)}{z}\right],$$

după o serie de calcule se obține

$$\frac{\partial V(x, 0, 0)}{\partial x} = \frac{I}{4\pi}\left\{\frac{1}{2h^2}\left[\delta_P^2 \frac{2x l_P - 3(R^*)^2}{l_P^4} - \delta_Q^2 \frac{2x\, l_Q + 3(R^*)^2}{l_Q^4}\right] - \right.$$
$$\left. - \frac{2}{\pi} x \left[\delta_P \mathcal{J}(M, P) - \delta_Q \mathcal{J}(M, Q)\right]\right\}, \tag{6}$$


$\rho_{2mh}(x)$
500
400
300



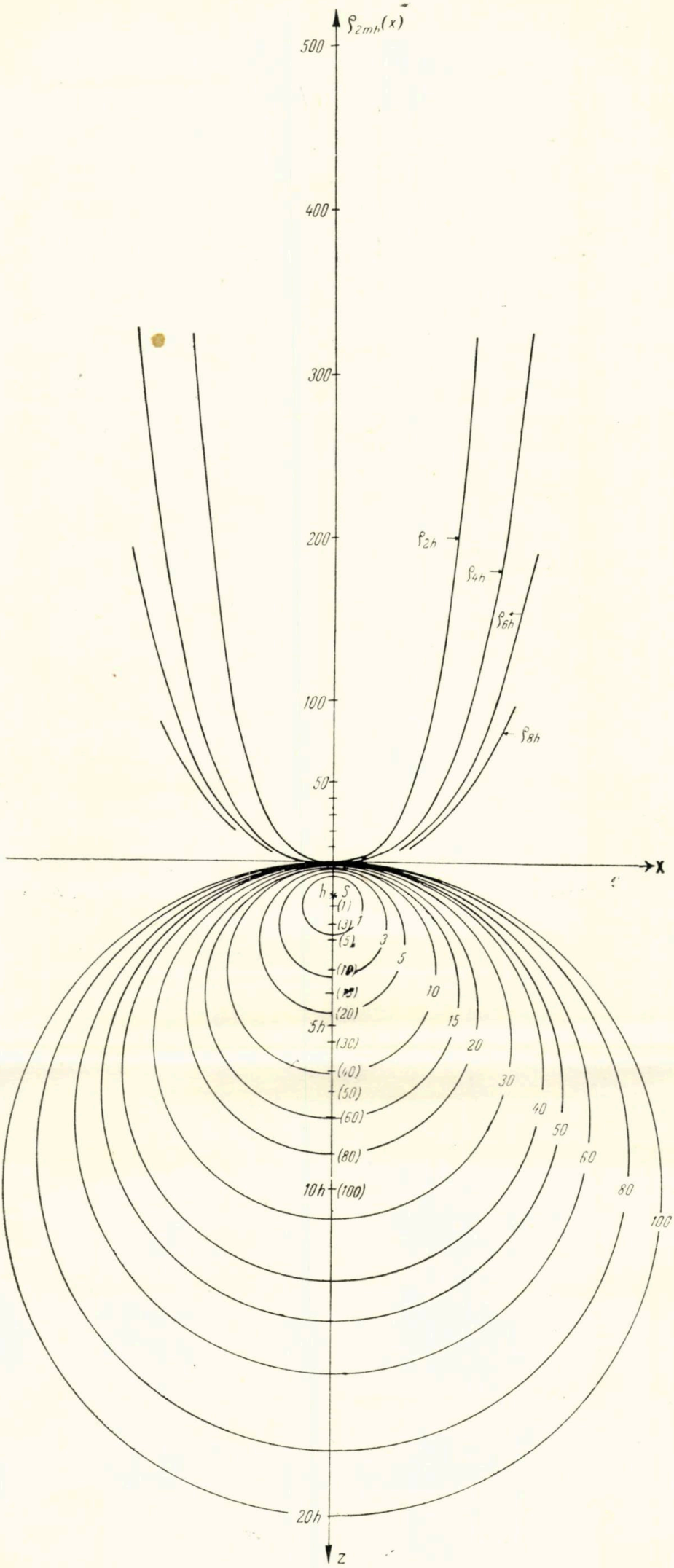
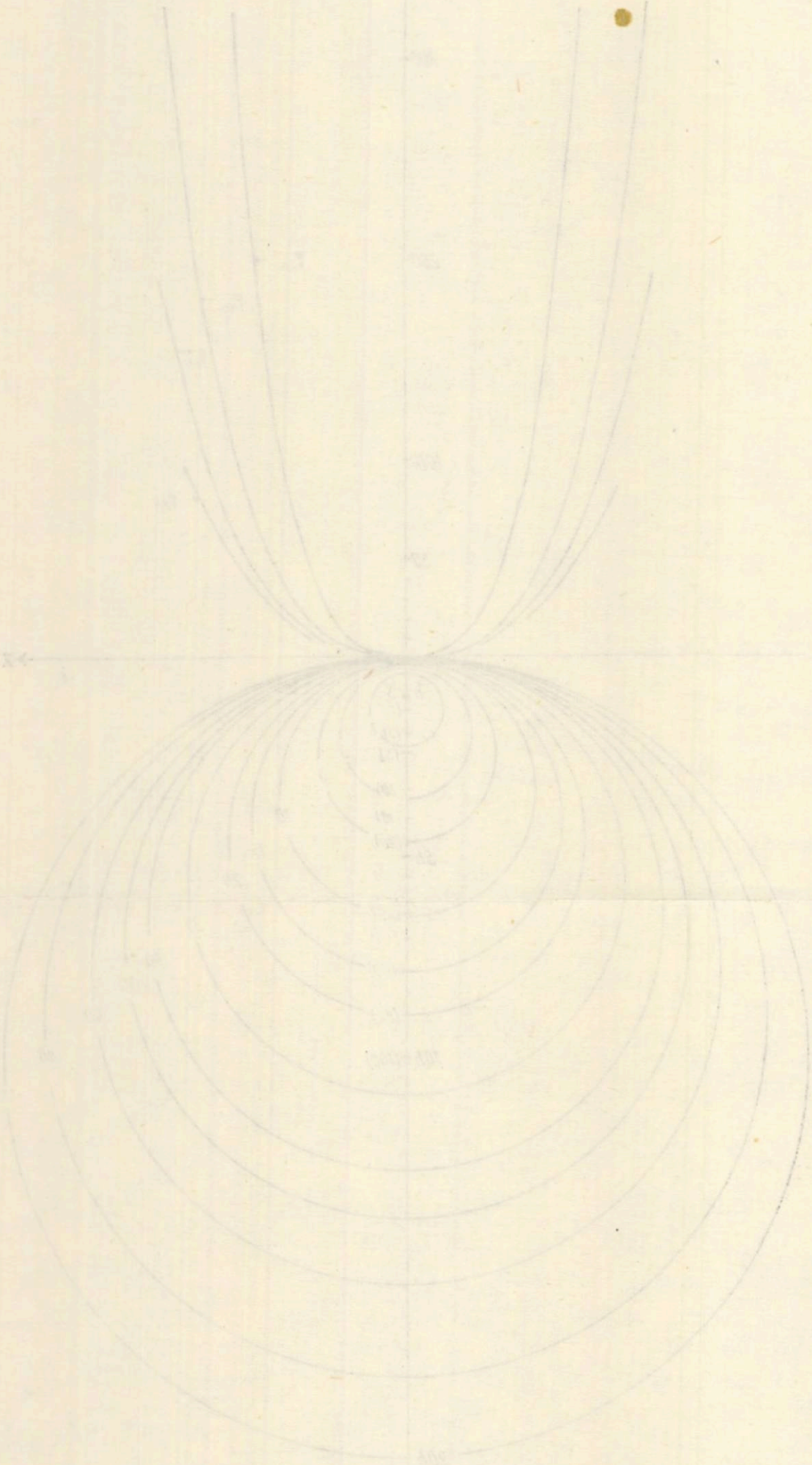

$\rho_{2mh}(x)$
500
400
300
200
100
50
ρ_{2h}
ρ_{4h}
ρ_{6h}
ρ_{8h}
X
Z
h
S
(1)
(3)
(5)
(10)
(20)
5h
(30)
(40)
(50)
(60)
(80)
10h
(100)
20h
1
3
5
10
15
20
30
40
50
60
80
100

Fig. 2



în care s-a făcut notația

$$\mathfrak{J}(M, T) = \int_0^\infty K_0(\lambda R^*) K_1(\lambda \delta_T) \Phi(\lambda h) \lambda^3 \mathrm{d}\lambda, \tag{7}$$

cu $T = P, Q$.

În cazul dispozitivului Schlumberger, relația (5) se transformă în formula binecunoscută

$$\rho_{PQ}(x, 0, 0) = -\pi \frac{l^2}{I} \frac{\partial V(x, 0, 0)}{\partial x}. \tag{8}$$

iar derivata parțială (6) în

$$\frac{\partial V(x, 0, 0)}{\partial x} = -\frac{I}{4\pi} \left\{ \frac{4x^2 l^2 + 3 (x^2+h^2)(x^2+h^2+l^2)}{h^2 l^4} + \right.$$
$$\left. + \frac{2x}{\pi} [\delta_P \mathfrak{J}(M, P) - \delta_Q \mathfrak{J}(M, Q)] \right\}. \tag{9}$$

2. Vom considera acum emițătorul $P_m Q_m = 2mh$, în care $m = 1,2,3,4$, iar

$$\begin{aligned} x_P &= ph = (n - m) h, \\ x_Q &= qh = (n + m) h, \\ x &= nh, \\ l &= mh, \end{aligned} \tag{10}$$

cu p, q, n numere întregi. Formulele (2) devin

$$\begin{aligned} R^* &= h\theta_n, \\ \delta_P &= h\theta_p, \\ \delta_Q &= h\theta_q, \end{aligned} \tag{11}$$

în care

$$\theta_k = \sqrt{1 + k^2}. \tag{12}$$

În ceea ce privește integralele (7), acestea se pot pune sub forma

$$\mathfrak{J}(M, T) = \frac{1}{h^4} \Psi_{nt}, \tag{13}$$

în care Ψ_{nt} sînt date de

$$\Psi_{nt} = \int_0^\infty K_0(\theta_n \mu) K_1(\theta_t \mu) \Phi(\mu) \mu^3 \mathrm{d}\mu. \tag{14}$$

Indicele t reprezintă numerele întregi $p = n - m$, $q = n + m$, după caz.

Observaţie. Mărimile Ψ_{nt} au fost calculate cu ajutorul maşinilor electronice de calcul de la Institutul de fizică atomică al Academiei Republicii Socialiste România.

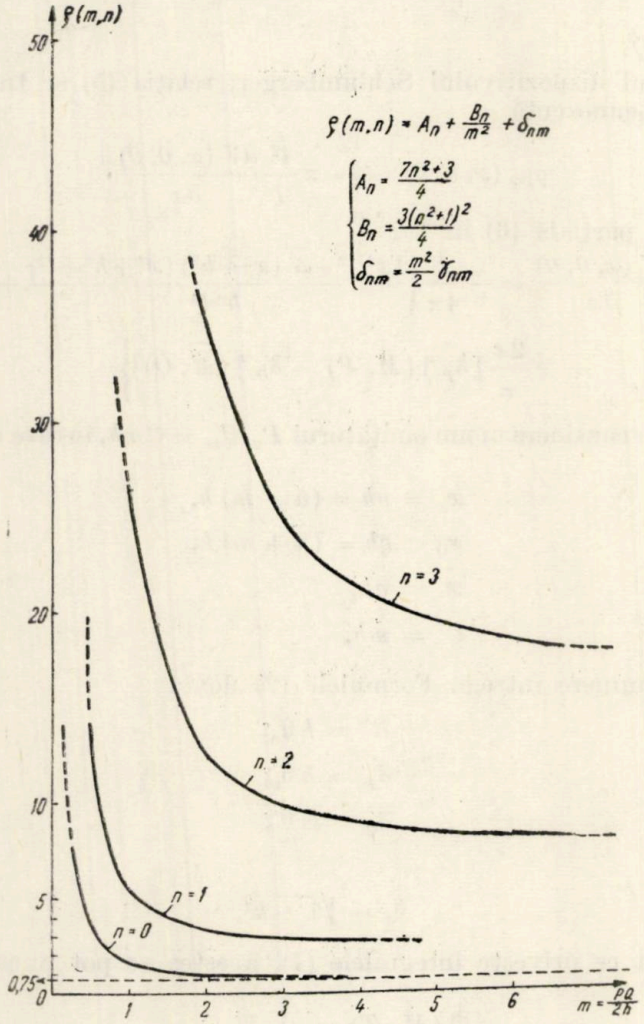


Fig. 3

Din (9), (10), (11), (12) şi (13) rezultă

$$\frac{\partial V(x,0,0)}{\partial x} = -\frac{I}{4\pi h^2}\left\{\frac{4m^2n^2 + 3(n^2+1)(n^2+m^2+1)}{m^4} + \frac{2n}{\pi}[\theta_{n-m}\Psi_{n,n-m} - \theta_{n+m}\Psi_{n,n+m}]\right\}. \tag{15}$$

Ţinînd seama pe de o parte, de formulele (8), (10) şi (15), iar pe de altă parte de simetria dispozitivului Schlumberger, rezistivitatea aparentă $\rho_{PQ}(M) = \rho_{2mh}(M_n)$ capătă forma finală

$$\rho_{2mh}(M_n) = \frac{4m^2n^2 + 3(n^2+1)(n^2+m^2+1)}{4m^2} + \frac{m^2}{2}\gamma_{nm}, \tag{16}$$

în care am notat

$$\gamma_{nm} = \frac{n}{\pi}(\theta_{n-m}\Psi_{n,\,n-m} - \theta_{n+m}\Psi_{n,\,n+m}). \tag{17}$$

În figura 2 s-au trasat graficele $\rho_{2mh} = \rho_{2mh}(x)$, pentru $m = 1, 2, 3, 4$, precum şi secţiunea mediului de studiat prin planul Oxz, indicîndu-se curbele izoohme.

3. În figura 3 s-au trasat graficele variaţiei rezistivităţii $\rho = \rho(m, n)$ cu adîncimea la care se află axa de conductivitate D_s, dispozitivul P_mQ_m aflîndu-se într-o poziţie fixă (n = const.).

Avem

$$\rho(m,n) = A_n + \frac{B_n}{m^2} + \delta_{nm}, \tag{18}$$

în care

$$A_n = \frac{7n^2+3}{4},$$

$$B_n = \frac{3(n^2+1)^2}{4}, \tag{19}$$

$$\delta_{nm} = \frac{m^2}{2}\gamma_{nm}.$$

Pentru $n = 0$, dispozitivul P_0Q_0 se află chiar deasupra axei D_s, iar

$$\rho(m,0) = \frac{3}{4}\left(1 + \frac{1}{m^2}\right). \tag{20}$$

Graficul corespunzător admite asimptota orizontală $\rho = \frac{3}{4}$.

Primită la redacţie la 13 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. Sabba Ştefănescu, Mircea Rădulescu, *Modele electrometrice de medii α bidimensionale. Soluţii cu singularităţi polare liniare.* I. St. cerc. geol. geof. geogr., seria geofizică, **3**, 2 (1965).

2. G. N. Watson, *A Treatise on the Theory of Bessel Functions.* 2 -nd ed., Cambridge University Press, 1958.

CONTRIBUȚII LA PROSPECTAREA ZĂCĂMINTELOR DE URANIU

DE

A. LUNGU

I.E.G.D.G. Metale rare, București, str. Dionisie Lupu, nr. 68

Extinderea prospecțiunilor radiometrice terestre pentru zăcămintele de uraniu a ridicat o serie de probleme în fața geofizicienilor cu privire la creșterea eficacității de detecție și de înregistrare a anomaliilor, precum și cu privire la interpretarea fizică și geologică a acestora.

În lucrarea de față, pe baza unor date teoretice și experimentale, sînt date o serie de rezultate privind introducerea unor elemente noi în metodologia și interpretarea lucrărilor de prospecțiune radiometrică terestră.

Metoda „gama în sol", utilizată pe scară industrială în ultimii doi ani, a pus în evidență o serie de zone interesante din punct de vedere al mineralizațiilor uranifere, fapt care impune dezvoltarea acestei metode în viitor.

Particularitățile deosebite ale prospecțiunilor radiometrice pentru zăcămintele de uraniu constau în :

1) stricta delimitare a adîncimii de investigație ;

2) eficacitatea de detectare a anumitor surse radioactive care pot avea legătură cu zone mineralizate.

Prima particularitate este aparent independentă de factorul metodologic. A doua particularitate, evident, este strîns legată de mijloacele de detecție, care la ora actuală pot permite extinderea domeniului de cercetare. Abordînd o metodică adecvată noilor mijloace de detecție, adîncimea de investigație poate fi mărită.

Premisele geologice ale prospecțiunilor radiometrice constau în formarea diverselor aureole secundare în scoarța de alterare și care formează deasupra corpului mineralizat zone active care se pot apropia mult de suprafață [1], [2].

Totalitatea aureolelor creează cîmpuri radioactive de forme mai mult sau mai puțin regulate și care se pot extinde la distanțe de zeci de metri față de corpul mineralizat.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P. 113–123 BUCUREȘTI, 1966

Caracterul unui astfel de cîmp este extrem de complicat, el fiind în funcţie de repartizarea spaţială a surselor, de activitatea acestora, de proprietăţile fizice ale mediului în care s-au format ş.a.

Rezultă că prospectarea radiometrică impune, în afara detectării zonei, şi studierea acesteia prin cercetarea fenomenului de interacţiune a razelor gamma în mediul înconjurător.

Atenuarea razelor gamma în sol este condiţionată de numărul atomic Z mediu al elementelor care compun mediul atenuator (sol, deluviu etc.) precum şi de energia E_γ a radiaţiilor emise de sursă.

În interacţiunea razelor gamma cu mediul, în funcţie de energii, sub diferite raporturi au loc fenomenele fotoelectrice, efectul Compton şi formarea de perechi.

În cazul zonelor de hipergeneză, în prezenţa aureolelor radioactive, aceste fenomene, existînd în diferite raporturi cantitative, formează cîmpuri extrem de complicate.

Dacă luăm în considerare o singură sursă avînd o formă oarecare în sol, detectorul nostru va înregistra o intensitate totală de radiaţii primare (sursă — detector) şi radiaţii secundare (sursă — interacţiune — detector).

Cea mai simplă geometrizare a unei aureole mecanice în sol o constituie sfera activă.

Dacă ţinem cont numai de radiaţia primară emisă de o sursă naturală, atenuarea în sol a razelor gamma va fi subordonată legii inversului proporţionalităţii distanţă sursă — detector şi legii atenuării exponenţiale.

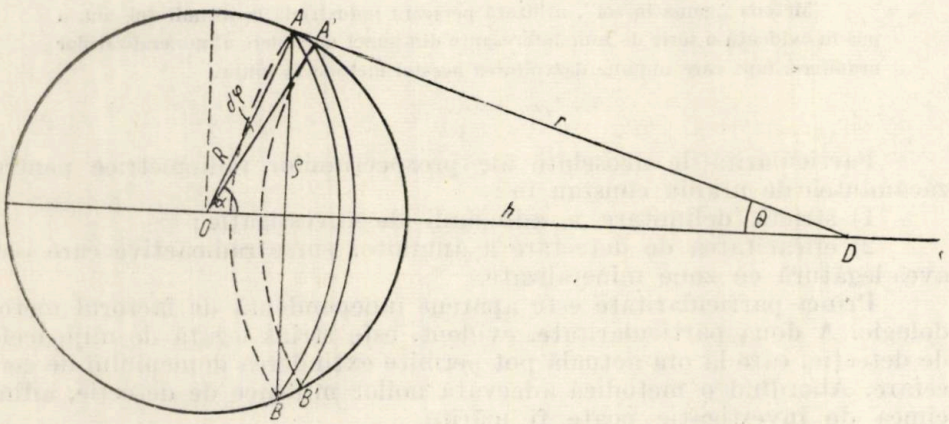


Fig. 1

Dacă luăm în considerare o aureolă sferică cu raza R şi distanţa detector — sursă h, din figura 1, putem scrie relaţia

$$r^2 = h^2 + R^2 - 2\,R\,h\cos\varphi. \qquad (1)$$

Derivînd și făcînd o serie de transformări prin introducerea funcției King [3], [5], [6], intensitatea radiației primare date de o sursă sferică în sol (considerat omogen) va fi

$$I = I_0 \frac{R}{h} \frac{\Phi(\mu,h) - \cos\theta\Phi(\mu, h\sec\theta)}{1 - \cos\theta}. \quad (2)$$

În cazul cînd apar mai multe aureole repartizate în planul orizontal, atunci $\theta \to 90°$ și expresia devine

$$I = I_0 a \Phi(\mu,h), \quad (3)$$

unde I reprezintă intensitatea totală a radiației primare emise de sursă prin mediul respectiv, I_0 intensitatea radiației în lipsa mediului atenuator, a raportul R/h, μ coeficientul de atenuare, $\Phi(\mu,h)$ funcția King.

Relațiile (2) și (3) au fost obținute, după cum am arătat, în condiții de idealizare, neglijînd factorul de acumulare al radiațiilor secundare care ajung la detector. În condiții naturale, o sursă radioactivă din seria U-Ra emite un flux de radiații gamma cu un spectru continuu, pe o bandă largă cuprinsă între 0 și 2,09 MeV. Acest spectru suferă modificări în funcție de caracteristica A/Z a solului (materialului deluvionar) prin care trec radiațiile, creînd fluxuri secundare ce se acumulează și sînt înregistrate integral de detectorul ideal [3].

Detectoarele cu scintilație utilizate în practica prospecțiunilor radiometrice au eficacități de înregistrare după energii, astfel:

— pentru energiile cuprinse între 0,1—0,2 MeV, înregistrarea este de 100%;

— pentru energii pînă la 1 MeV înregistrarea este de 80%;

— pentru energii pînă la 2 MeV înregistrarea este de 20%.

În acest raport de înregistrare față de energii, caracterizarea cîmpului gamma prin expresiile (2) și (3) este insuficientă.

Aceste lucruri cunoscute în teoria radiațiilor nucleare [3], [6], [8] au fost experimentate pentru condițiile prospecțiunilor radiometrice terestre. În acest sens s-au efectuat o serie de măsurători experimentale în terenurile care formau obiectul geologic al prospecțiunilor.

Tabela 1

h cm	0°	$A = \frac{I_T}{I_0}$	$B = \frac{I_p}{I_0}$	$\Delta I = B - A$	$\frac{\Delta I}{B}$ 100%
120	11°	2,0	4,0	2,0	50
100	14°	3,0	7,4	4,4	60
90	16°	5,0	8,5	3,5	41
80	18°	7,0	12,0	4,0	33
70	20°	17,0	18,0	1,0	5
50	28°	45,0	45,0	—	—
30	46°	140,0	140,0	—	—
20	64°	270,0	270,0	—	—

Ca surse au fost utilizate surse standard de Ra și bucăți de minereu activ.

Rezultatele obținute sînt redate în tabela 1, unde I_T reprezintă intensitatea radiațiilor obținute prin expresia (2), I_p intensitatea radiațiilor obținute prin măsurători de teren, iar I_0 intensitatea radiațiilor emise de sursă în aer.

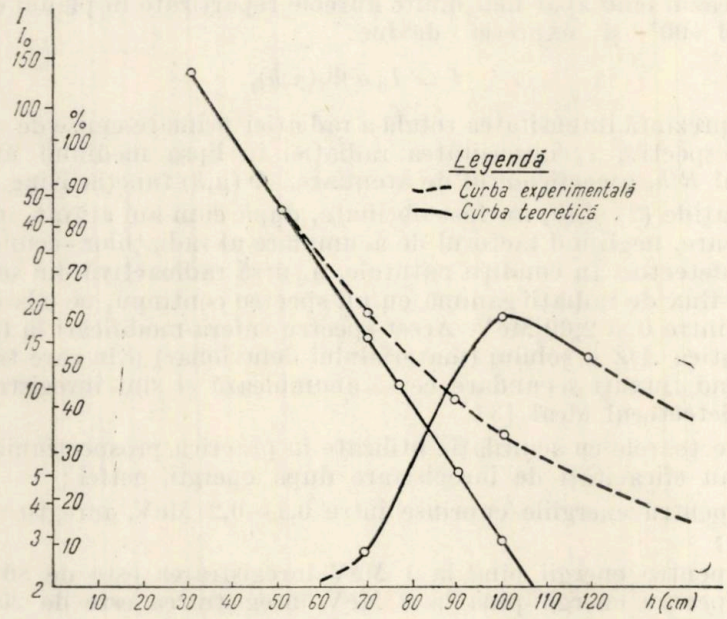


Fig. 2

Reprezentarea grafică în scară semilogaritmică a dat o dreaptă pentru expresia (2); măsurătorile pe teren au dat o curbă exponențială (fig. 2).

Diferența acestor două curbe pune în evidență componenta secundară a radiațiilor rezultată în urma interacțiunii razelor gamma cu solul.

Fluxul radiațiilor secundare la grosimi mici ale atenuatorului este mic, crește cu grosimea acestuia și atinge un maxim, după care are loc autoabsorbția. Poziția acestui maxim este condiționată de natura solului (în cazul nostru) și de natura radiațiilor emise de sursă [3].

Din cele ce urmează se va observa că acest maxim constituie un element esențial în metodica prospecțiunilor.

Dacă luăm în considerare componenta secundară a radiațiilor, întensitatea totală înregistrată de detector într-o anumită geometrie poate fi formulată astfel:

$$I_\Sigma = I_{pr} + \sum_{i=0}^{i=n} I_s \qquad (4)$$

unde

I_Σ reprezintă intensitatea totală, I_{pr} intensitatea radiațiilor primare care ajung la detector, I_s intensitatea radiațiilor secundare.

Suma din partea dreaptă a ecuației (4) poate avea valori ponderabile față de I_{pr}. Un calcul teoretic [3] arată că pentru cele 13 componente ale seriei U-Ra, $I_\Sigma = 2\, I_{pr}$.

Practic, în condiții de teren, s-a observat că suma respectivă poate oscila între $\frac{1}{3} I_{pr}$ și $\frac{1}{2} I_{pr}$.

Un detector ideal va înregistra o intensitate de radiații care reprezintă un cumul al componentei radiației primare cu cea secundară și care poate fi exprimată astfel :

$$I_\Sigma = I_{pr} + \frac{\alpha_1}{\mu_1} I_{s_1} + \frac{\alpha_2}{\mu_2} I_{s_2} + \ldots\ldots \frac{\alpha_i}{\mu_i} I_{s_i}, \tag{5}$$

unde I_Σ reprezintă intensitatea totală înregistrată de detector, α fracțiunea de radiații secundare în raport cu componenta primară, μ coeficientul de atenuare pentru fiecare componentă.

În cazul unei aureole în zona de hipergeneză, după expresia (2) putem scrie

$$I_\Sigma = f_0\, \Phi\,(\mu,h) + \frac{\alpha_1}{\mu_1} f_0\, \Phi\,(\mu,h - \Delta h) + \ldots \tag{6}$$

(dacă $h \to \Delta h_0 \alpha \to 0$ fenomenul de interacțiune nu are loc).

Pentru un anumit h în funcție de parametrii fizici ρ și Z ai atenuatorului, $\frac{\alpha_1}{\mu_1} \to A$, unde A poate fi mai mare ca 1, și atunci (6) devine

$$I_\Sigma \geqslant 2\, K f_0\ \Phi\,(\mu, h), \tag{7}$$

unde K este un coeficient de proporționalitate.

Creșterea lui h la grosimea stratului de saturație a atenuatorului înseamnă $h \to \infty$, $I_\Sigma \to 0$, adică practic atenuare totală (curba totală se apropie asimptotic de abscisă).

Fluxul de radiații secundare marchează un maximum la un anumit h, aceasta ca rezultat al fenomenului de interacțiune, după care urmează fenomenul de autoabsorbție totală.

Zona de flux maxim caracterizîndu-se cu energii mici, eficacitatea detecției în acest punct este maximă pentru contoarele cu scintilație.

De aici rezultă cîteva criterii privind metodologia prospecțiunilor radiometrice cu scintilometru :

1) apropierea de sursă pînă la zona de flux maxim a radiațiilor secundare ;

2) asigurarea unei geometrii de măsură 4 π în această zonă ;

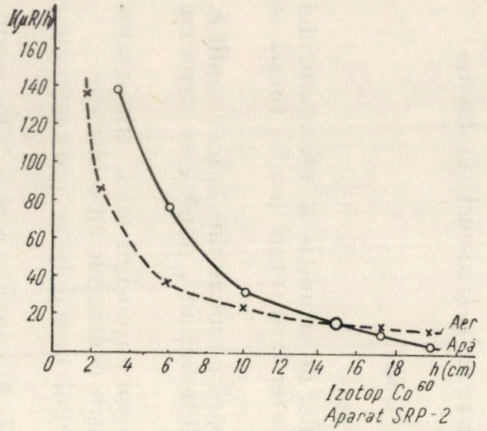


Fig. 3 *a*

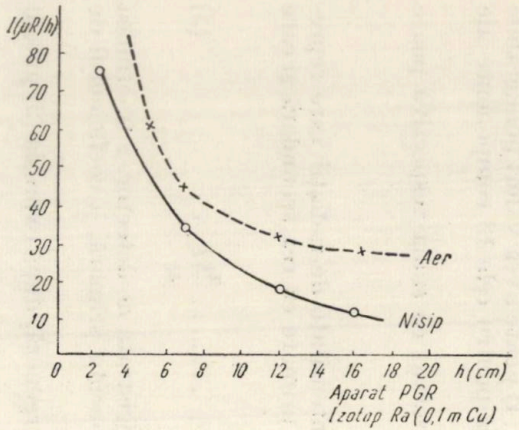


Fig. 3 *b*

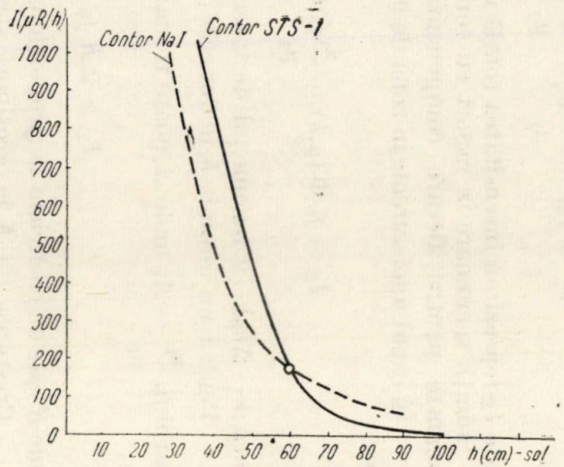


Fig. 3 *c*

3) studierea caracterului atenuării radiațiilor în sol în vederea interpretării geologice a zonei detectate.

Aceste criterii au permis elaborarea unei metodologii noi de prospectare, sub denumirea „gamma în sol".

Aspectul aplicativ și interpretativ al acestei metode de prospectare a determinat o serie de lucrări experimentale atît în condiții de laborator, cît și de teren, cu privire la atenuarea razelor gamma în zonele de hipergeneză și sol.

Experimentările în condiții de laborator au utilizat ca atenuatori nisipul și apa, iar ca detector contoare tip Geiger-Müller și contoare cu scintilație cu cristal de NaI.

Diagrama din figura 3 *a* reprezintă intensitatea radiațiilor gamma în funcție de h, grosimea stratului de apă sau aer. Ca detector s-a utilizat scintilometrul cu cristal de NaI.

Prezența radiațiilor secundare ca rezultat al interacțiunii radiațiilor cu apa face ca curba de atenuare în apă față de curba de atenuare în aer să fie mai ridicată. Pentru grosimi mai mari ca 14 cm domină legea distanțelor și ambele curbe se apropie asimptotic de abscisă.

Eficacitatea de înregistrare a radiațiilor secundare pentru contorul Geiger-Müller este neglijabilă și curbele de atenuare au un aspect normal (fig. 3 *b*).

Deci avem următoarele situații :

pentru NaI

$$I_{\Sigma\,aer} < I_{\Sigma\,H_2O} \qquad h = 0 - 14 \text{ cm.}$$

$$I_{\Sigma\,aer} \geqslant I_{\Sigma\,H_2O} \qquad h \geqslant 14 \text{ cm};$$

pentru contorul Geiger-Müller

$$I_{\Sigma\,aer} > I_{\Sigma\,H_2O}$$

Experimentările în nisip au dat aceleași rezultate :

pentru NaI

$$I_{\Sigma\,aer} < I_{\Sigma_{2\pi}\,nisip} < I_{\Sigma_{4\pi}\,nisip} \quad (h = 0 - 12 \text{ cm}); \tag{8}$$

pentru contorul Geiger-Müller :

$$I_{\Sigma\,aer} > I_{\Sigma\,nisip}$$

sau

$$I_{\Sigma\,nisip_{GM}} < I_{\Sigma\,nisip_{NaI}}. \tag{9}$$

Inegalitatea (9) pune în evidență superioritatea netă a scintilatorului în prospecțiune comparativ cu contorul Geiger-Müller.

În condițiile de teren pentru grosimi ale solului $h < 65$ cm, inegalitatea (9) devine

$$I_{\Sigma\,GM} > I_{\Sigma\,NaI}$$

La grosimi mici ale mediului atenuator, interacțiunea este minimă, fluxul mare și eficacitatea optimă pentru contoare Geiger-Müller. La

grosimi mai mari, energia radiațiilor scade, eficacitatea de înregistrare a contorului Geiger-Müller scade și crește eficacitatea scintilatorului (fig. 3 *c*).

Din aceste experimentări a rezultat că apropierea scintilatorului de zona de flux maxim se poate realiza prin introducerea cristalului NaI în sol. Prin aceasta se realizează un unghi solid mai mare și adîncimea de investigații de asemenea crește.

Reluînd expresia (3) și utilizînd următorii parametri :

— $Z_{\text{efectiv mediu}} = 9 - 11$

— coeficientul de transformare $K = 2{,}5.10^4\ Q$ [1]

(unde Q reprezintă conținutul echivalent în uraniu),

— coeficientul masic de atenuare $\mu = 0{,}032$ cm ^{2}/g

— greutatea volumetrică $\rho = 2$ g/cm^3

— pragul de sensibilitate a aparatului 2μR/h

s-a obținut pentru o zonă activă cu $Q = 1\%$ U în echilibru cu produșii de dezintegrare, o adîncime de investigație de $h_p = 150$ cm.

Din punct de vedere metodologic, dacă în procesul prospectării detectorul este introdus în sol la adîncimea h_d, adîncimea de investigație h_i va fi

$$h_i = h_d + h_p .$$

Rezultă că, prin introducerea detectorului la o adîncime de un metru în sol, puterea de investigație poate atinge aproape 3 m de la suprafață.

În unele regiuni muntoase, solul cu scoarța de alterare reprezintă 4—6 m. În asemenea situații, efectuarea măsurătorilor la un $h_d = 1$ m permite apropierea detectorului de zona de flux maxim al radiațiilor secundare și o eficacitate maximă de înregistrare.

Utilizarea pe scară industrială a acestei metode, denumită „gamma în sol", a dat rezultatele scontate, punînd în evidență zone noi care nu au putut fi puse în evidență prin lucrările anterioare.

Aspectul interpretativ al metodei, în afară de problemele legate de geomorfologie și de cercetarea dinamicii geochimismului din regiune, aduce un parametru nou :

$$P = \frac{I_g}{I_s}$$

unde I_g reprezintă intensitatea radiațiilor gamma în sol, iar I_s intensitatea radiațiilor gamma la suprafață.

Acest parametru permite stabilirea unor date legate de caracterul atenuării razelor gamma, de aprecieri asupra adîncimii și de criterii de clasificare a anomaliilor.

În absența acestor anomalii, valoarea cîmpului gamma se va caracteriza prin

$$I_F = I_{F_s} + I_{F_r} + I_{F_a} + I_{F_c} ,$$

---

[1]) Acest coeficient a fost stabilit experimental de autor pe minereuri cu conținut cunoscut avînd o geometrie $4\pi > \Omega > 3\pi$.

unde I_{F_s}, I_{F_r}, I_{F_a}, I_{F_c} reprezintă intensitățile date de clark-ul solului, rocilor, fondul propriu al aparatului și fondul cosmic.

Dacă considerăm $I_{F_a} + I_{F_c} = C$ ($C = \text{const}$) iar pentru suprafață [1]

$$I_{F_s} = \frac{2\pi Kq\rho}{\mu_1} \tag{10}$$

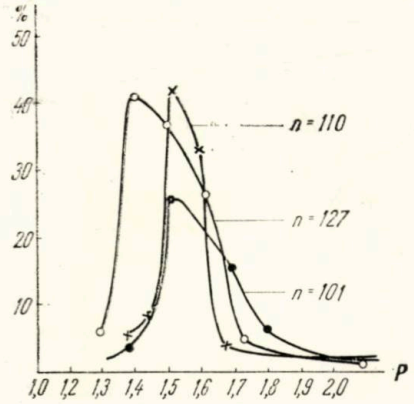


Fig. 4 *a*

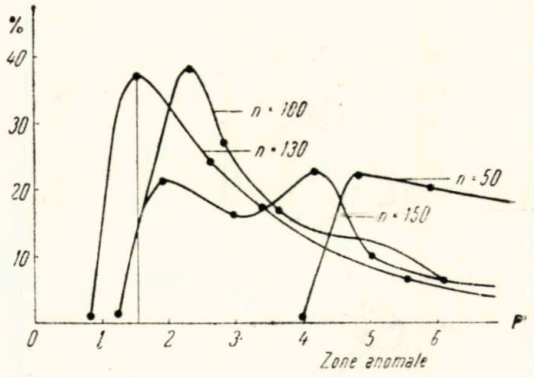


Fig. 4 *b*

unde

q reprezintă conținutul echivalent în elemente radioactive, ρ greutatea volumetrică a solului (g/cm³), K un coeficient de proporționalitate, μ_1 coeficientul de atenuare în sol, putem scrie următoarea relație :

$$I_{F_s} = \frac{2\pi Kq\rho}{\mu_1} + I_0\, a\, \Phi(\mu_2, h) + C, \tag{11}$$

unde μ_2 reprezintă coeficientul masic de atenuare în rocă. În sol vom avea

$$I_{F_{sg}} = \frac{4\pi Kq\rho}{\mu_1} + I_0\, a\, \Phi(\mu_2, h_1) + C \tag{12}$$

unde $h_1 < h$. Se observă din (12) că, pentru $h_1 \to 0$, $P \leqslant 2$.

În cadrul lucrărilor de prospecțiune pe bază de analize statistice, s-au putut stabili limitele lui P în cîmp normal ca fiind

$$1 < P < 2.$$

În diagramele din figurile 4 *a* și *b* sînt redate curbele de variație pentru P în cîmp normal și P în zone anomale.

Se observă că curbele de variații a lui P în zonele anomale sînt asimetrice cu panta extinsă în sensul creșterii valorii.

Practic au fost întîlnite cazuri în care P a atins valoarea 100.

Repartiția în plan a valorii lui P nu coincide întotdeauna cu planul de izogamme. Dacă izogammele pun în evidență o anumită zonă anomală, valorile maxime ale lui P marchează poziția în plan a sursei radioactive și gradul de apropiere.

În figura 5 este dat un exemplu de prospecțiune de detaliu suprapus cu conturul valorilor maxime pentru P. Mineralizația a fost depistată în zona P_{max} și nu în apexul anomaliei.

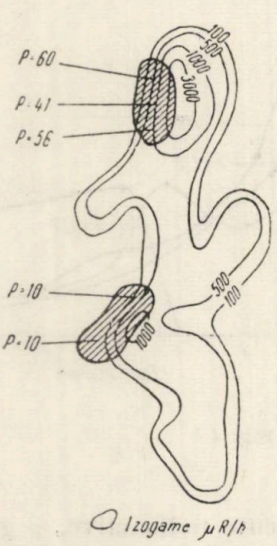


Fig. 5

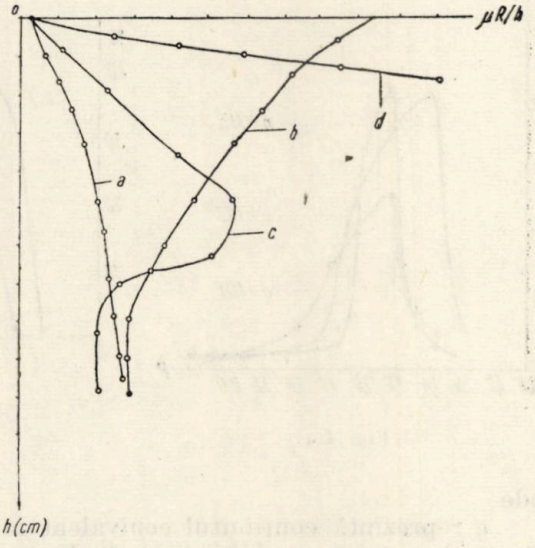


Fig. 6

Informații suplimentare în metodica indicată se pot obține prin măsurători intermediare între suprafață și adîncime în sol.

Aspectul diagramelor care reprezintă variația intensității gamma pe verticală sînt cele indicate în figura 6, unde curba *a* reprezintă o slabă creștere datorită apropierii detectorului de o formațiune cu clark ridicat, *b* o contaminare artificială, *c* o aureolă izolată localizată aproape de suprafață și *d* apropierea de un sistem de aureole sau de o zonă mineralizată.

CONCLUZII

1. Metoda „gamma în sol" constituie una dintre metodele de bază în prospectarea de detaliu a zăcămintelor de uraniu.

2. Adîncimea la care trebuie efectuată măsurătoarea trebuie să fie cel puțin în zona de flux maxim al radiațiilor secundare și care se poate aprecia după geomorfologia regiunii.

3. Studierea și interpretarea materialului obținut se face prin cercetarea repartizării în plan a valorilor P_{max}.

4. O astfel de metodă, în paralel cu celelalte observații geologice, permite obținerea unor date suplimentare privind interpretarea geologică a materialului geofizic.

Primită la redacție la 9 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. Алексеев В.В и др., *Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд*. Госгеолтехиздат, Москва, 1957.
2. Красников В. И., *Геологические предпосылки поисков месторождений урана*. Атомиздат, Москва, 1964.
3. Горшков Г. В., *Гамма-излучение радиоактивных тел и элементы расчета защиты от излучения*. Изд. Акад. наук СССР, Москва, 1959.
4. Гусев Н. Г., *Справочник по радиоактивным излучениям и защите*. Медгиз, 1956
5. Price W. S., *Nuclear radiation protection*. New York-Toronto-London, 1958.
6. Stephenson R., *Introduction to nuclear engineering*, New York-Toronto-London, 1954.
7. Завельский Ф. С., *Массовые коэффициенты поглощения γ- излучения в грунтах и погрешности при измерении γ- методом*. Атомная энергия, **16**, *3* (1964).
8. White G. N., *Measurement of spectral and angular distribution of secondury gamma-rays in matter*. Canadian Journal of Physics, **33**, *2* (1955).

ASUPRA DETERMINĂRII DENSITĂȚII DIN DATELE CAROTAJULUI GAMMA—GAMMA

DE

LIVIU COJOCARIU și MIHAIL IANĂȘ

I.P.L. — Ministerul Minelor București, str. Izvor nr. 78

Cunoașterea densității formațiunilor geologice prezintă o mare importanță în prelucrarea datelor gravimetrice și seismice, în stabilirea calității cărbunilor și în determinarea porozității și a conținutului în fluide.

Carotajul gamma-gamma permite determinarea densității rocilor datorită interacțiunilor radiațiilor gamma cu materia prin efect Compton.

Lucrarea cuprinde o expunere a principiilor fizice care stau la baza măsurătorilor și prezintă o instalație de etalonare în care se poate stabili variația vitezei de numărare în funcție de densitate.

Procesele de interacțiune ale radiației gamma cu materia sînt următoarele : efectul fotoelectric, efectul Compton și efectul formării de perechi (e^- și e^+). Efectul formării de perechi este posibil pentru energii mai mari de 1,02 MeV și este important la energii mai mari de 10 MeV.

Efectul fotoelectric apare la energii mici și predomină în banda de energie de la 200 keV în jos. Efectul Compton este procesul principal de interacțiune pentru domeniul de energie în care se lucrează, adică de la 0,2 la 5 MeV. Intensitatea radiației gamma depinde de numărul de electroni cu care interacționează. Numărul de electroni n_e este dat de relația

$$n_e = \rho N \frac{Z}{A},$$

unde ρ este densitatea medie, Z numărul de electroni, A greutatea atomică și N numărul lui Avogadro. Considerînd că $\frac{Z}{A} \sim \frac{1}{2}$ pentru majoritatea elementelor componente ale rocilor, rezultă că numărul de electroni este proporțional cu densitatea.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P 125 – 130 BUCUREȘTI, 1966

Distribuţia energetică şi unghiulară a radiaţiilor gamma în medii cu compoziţii şi densităţi diferite este dată de ecuaţia lui Boltzmann [1], [2].

În cazul în care cuantele gamma nu-şi pierd din energia lor — coeficientul de absorbţie este mult mai mic decît coeficientul de împrăştiere şi calculul distribuţiei cuantelor gamma se face la o distanţă care depăşeşte 2—3 traiectorii libere de la sursa de radiaţie — ecuaţia lui Bolzman se reduce la ecuaţia difuziei [1], [3]. Ecuaţia difuziei are următoarea expresie :

$$D \nabla^2 n - \frac{n}{\tau} = 0 ,$$

unde D este coeficientul de difuzie, n numărul de cuante gamma şi τ viaţa medie a acestora.

Pentru simplificarea calculelor se consideră raza găurii de sondă egală cu zero şi se scrie ecuaţia difuziei în coordonate sferice :

$$D\left(\frac{\partial^2 n}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \cdot \frac{\partial n}{\partial r}\right) - \frac{n}{\tau} = 0.$$

Soluţia acestei ecuaţii este de forma

$$n = \frac{1}{r} (A\, e^{-r/\sqrt{D\tau}} + B e^{r/\sqrt{D\tau}}).$$

Constantele A şi B se determină din condiţiile următoare :

— pentru $r \to \infty$, $n \to 0$,

— pentru $r \to 0$, pentru o sursă care emite Q cuante pe secundă, $Q = \lim_{r \to 0} 4\pi r^2 j = \lim_{r \to 0} \left(- D \frac{dn}{dr} \right)$, unde j este densitatea cuantelor gamma.

În final se obţine soluţia

$$n = \frac{Q}{4\pi D r} \cdot e^{-r/\sqrt{D\tau}}.$$

Intensitatea radiaţiei gamma are următoarea formă :

$$I = \frac{Qc}{4\pi D r} \cdot e^{-r/\sqrt{D\tau}},$$

unde c este viteza luminii.

Coeficientul de difuzie D, dedus în lucrarea [4], se exprimă în funcţie de $\bar{\lambda}$, parcursul mediu total al cuantelor gamma, de $\varkappa_0$, lungimea de undă a radiaţiilor primare, şi de $\varkappa$, lungimea medie a undei după absorbţia prin efect fotoelectric, astfel :

$$D = \frac{\bar{\lambda} c}{3(\varkappa - \varkappa_0)} .$$

Viața medie a cuantelor gamma se scrie [4]

$$\tau = \frac{\bar{\lambda}}{c}.$$

Trecînd de la lungimea de undă la energia radiației

$$k = \frac{1}{\varkappa}$$

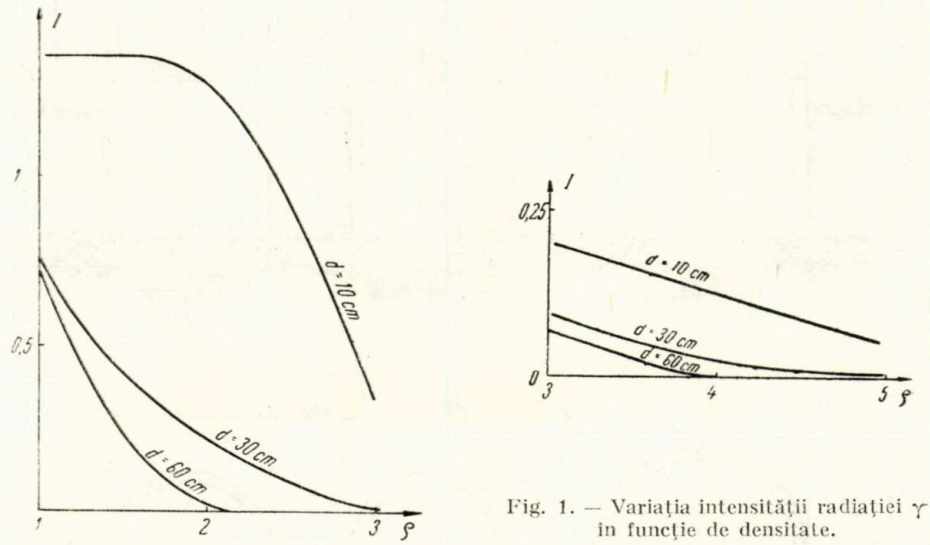


Fig. 1. — Variația intensității radiației γ în funcție de densitate.

și de la parametrul liniar $\bar{\lambda}$ la parametrul masic λ_0

$$\bar{\lambda} = \frac{\lambda_0}{\rho},$$

expresiile lui D și τ devin

$$D = \frac{c \cdot \lambda_0 \, k_0 \cdot k}{3\rho(k_0 - k)}$$

și

$$\tau = \frac{\lambda_0}{\rho c}.$$

Expresia intensității radiației gamma ia forma următoare:

$$I = \frac{3\,Q\,(k_0 - k)\,\rho}{4\,\pi r \lambda_0 k_0 k} \exp\left[-\frac{r\rho}{\lambda_0}\sqrt{\frac{3(k_0 - k)}{k_0 k}} \right].$$

Cu ajutorul acestei formule s-a calculat variația intensității radiațiilor gamma în funcție de densitate și de distanța dintre sursă și contor pentru o sursă de Co^{60} (fig. 1 *a*, *b*).

Se constată că, în general, intensitatea radiației gamma scade cu creșterea densității. În cazul distanțelor mici dintre sursă și contor

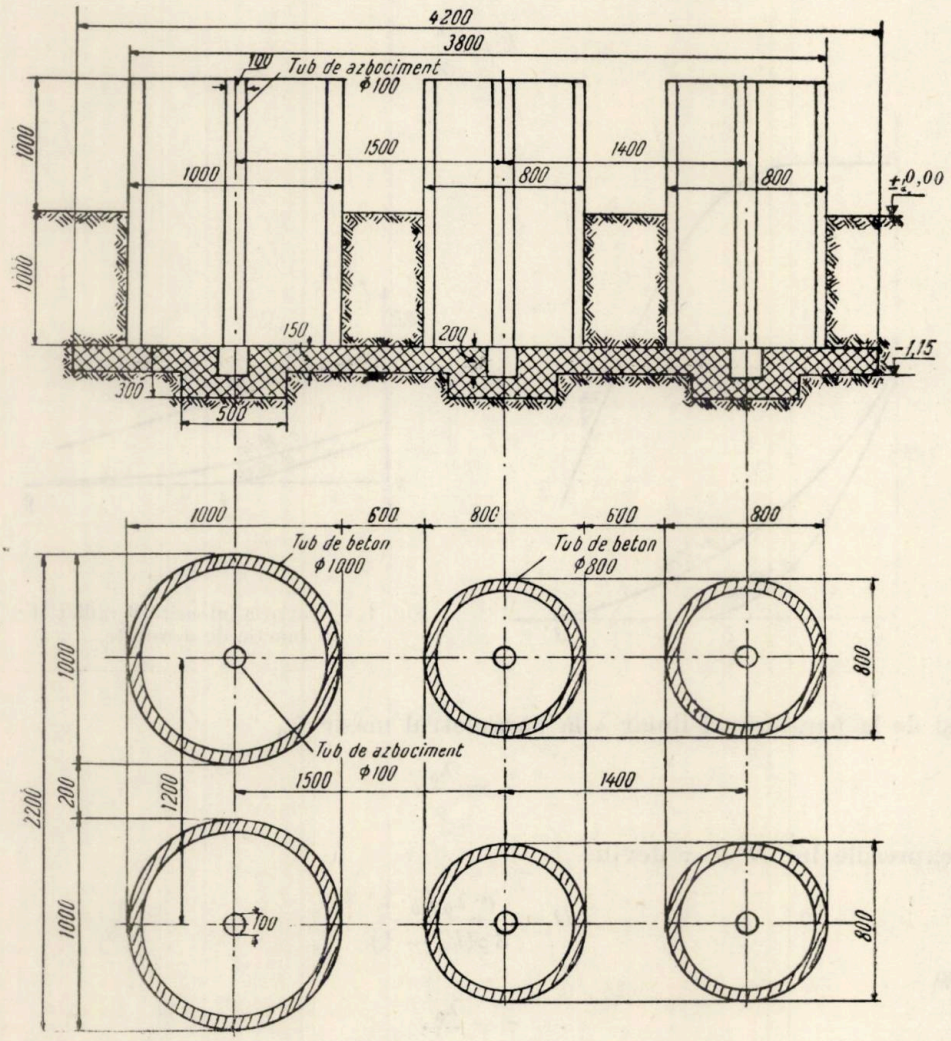
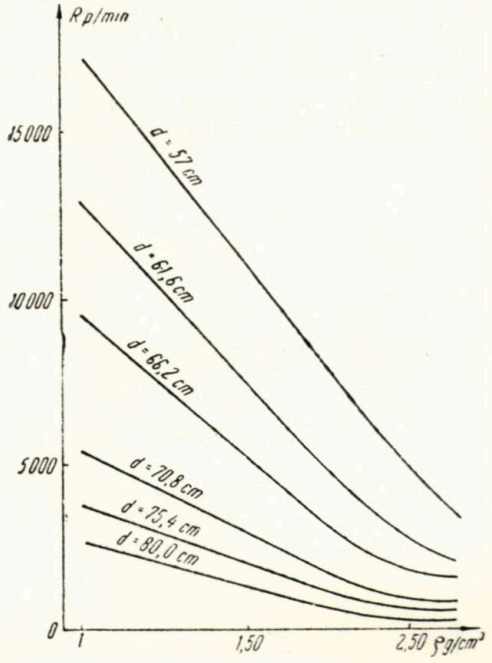


Fig. 2. — Stația de etalonare.

($d = 10$ cm) intensitatea cuantelor gamma rămîne aproximativ constantă pentru valori mici ale densității și scade la valori mai mari ale densității. Pentru electrozi mai mari, acest palier de valori constante se deplasează

spre zero și nu apare în grafice. Din această cauză, pentru determinarea cu precizie a densităților mici (sub 2,5 g/cm³) este recomandabil să se utilizeze distanțe mari între contor și sursă ($d = 60$ cm). Sensibiliatea metodei poate fi crescută mărind activitatea sursei și ecranul de Pb împotriva radiațiilor directe. În cazul densităților mari este recomandabilă folosirea unor distanțe mici între sursă și contor ($d = 30$ cm).

Pentru stabilirea curbelor de variație a vitezei de numărare în funcție de densitate s-a construit o stație de etalonare. Aceasta se compune din șase cilindri care simulează găurile de foraj (fig. 2). Dimensiunile cilindrilor



← Fig. 3. — Variația vitezei de numărare în funcție de densitate.

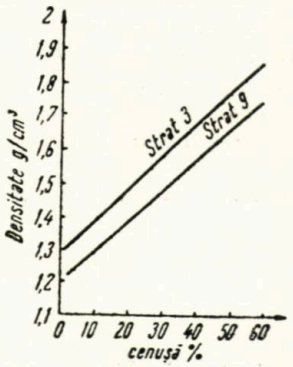


Fig. 4. — Variația densității cărbunilor în funcție de conținutul în cenușe.

s-au luat astfel încît să se poată considera mediul infinit. Cilindrii sînt din beton cu diametrul de 1 m pentru densitățile sub 2 g/cm³ și cu diametrul de 0,8 m pentru densități mai mari. Înălțimea cilindrilor este de 2 m, depășind dimensiunea electrodului, pentru a elimina eventualele neomogenități de densitate din regiunile-limită. Raza sondei s-a luat de 100 mm. Pentru tubarea acestei găuri s-au folosit țevi de material plastic și azbociment cu grosimea peretelui minim posibilă. Întreaga instalație a fost construită pe un postament de beton, prevăzut cu canale pentru scurgerea apei.

Determinările s-au făcut pentru densitățile: 1; 1,5; 2; 2,5; 3; 4. Materialele de etalonare au fost: pentru densitățile 1—2 g/cm³, nisip, săruri, marnă; pentru densități mai mari de 2 g/cm³, combinații pe bază de baritină și sulfuri complexe.

În figura 3 sînt prezentate cîteva curbe de variaţie a vitezei de numărare în funcţie de densitate (în intervalul 1—2,5 g/cm^3) pentru un electrod cu contor Geiger-Müller. Se constată un paralelism între curbele determinate teoretic şi practic. Pentru distanţe mari între contor şi sursă, viteza de numărare scade exponenţial cu creşterea densităţii.

Pentru a ilustra importanţa acestor determinări, se prezintă în figura 4 relaţia dintre densitate şi conţinutul în cenuşă al cărbunilor de la mina Petrila-Valea Jiului.

Studiile au arătat că cenuşa cărbunilor de la Petrila conţine pirită, siderită, carbonat de calciu, cuarţ şi argilă. În funcţie de conţinutul în aceste impurităţi, variază densitatea cărbunilor. Pentru Valea Jiului s-au stabilit relaţii liniare dintre densitate şi conţinutul în cenuşă. În figura 4 se arată variaţia densităţii pentru stratele 3 şi 9 de la Petrila.

Din datele carotajului gamma-gamma, printr-o etalonare precisă, se pot obţine valorile densităţilor cărbunilor cu care se determină conţinutul în cenuşă, folosind curbe stabilite experimental pentru fiecare zăcămînt.

Primită la redacţie la 9 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. J. Tittman, J. S. Wahl, *Formation density logging (gamma-gamma)*. Simpozionul de geofizică nucleară, Cracovia, 1962.
2. Е. М. Филипов, *Прикладная ядерная геофизика*, Москва, 1962.
3. J. Homilius, S. Lorch, *On the theory of gamma-ray scatering in boreholes*. Geophysical Prosppecting, **6**, *4* (1958).
4. Г. М. Воскобойников, *Теоретические основы селективного гамма-гамма каротажа*, Известия Академии наук СССР, серия геофизическая, *3* (1957).

BULETIN SEISMIC

AL STAȚIILOR SEISMICE DIN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA:

BUCUREȘTI, CÎMPULUNG, BACĂU, FOCȘANI, IAȘI

1961

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 4, NR. 1, P. 131–219 BUCUREȘTI, 1966

CUVÎNT INTRODUCTIV

Acest buletin cuprinde rezultatele analizei seismogramelor înregistrate în anul 1961 de staţiile seismografice ale Observatorului astronomic al Academiei Republicii Socialiste România.

Primele pagini conţin caracteristicele instrumentelor folosite la staţiile seismografice. Urmează apoi rezultatele studiului făcut de Centrul de cercetări geofizice pe toate seismogramele staţiilor româneşti.

Acelaşi material a făcut obiectul unui buletin provizoriu întocmit de prof. G. Petrescu în colaborare cu D. Enescu, C. Radu, G. Purcaru, P. Ionescu.

Lucrul necesar compunerii şi redactării prezentului buletin a fost făcut de : T. Iosif (aprilie, august), C. Radu, (martie, iunie, octombrie), G. Purcaru (februarie, iulie, noiembrie, decembrie) şi D. Jianu (ianuarie, mai, septembrie).

Staţia seismică Bucureşti

Penduli seismici orizontali Galitzin cu înregistrare fotogalvanometrică, componente N şi E

T_1 = perioada galvanometrului
T = perioada pendulului
μ^2 = coeficientul de amortizare
$AK/\pi l$ = coeficientul de transmisie

Luna	Comp.	l	T_1	T	μ^2	A mm	$AK/\pi l$
Ianuarie	N	123,8	11,5	11,9	−0,007	1125	267
	E	123,2	12,4	12,2	−0,080	1125	267
Februarie	N	123,8	11,5	11,9	−0,007	1125	267
	E	123,2	12,4	12,2	−0,080	1125	267
Martie	N	123,8	11,5	11,9	−0,007	1125	267
	E	123,2	12,4	12,2	−0,080	1125	267
Aprilie	N	123,8	11,5	11,5	0,110	1125	245
	E	123,2	12,4	11,1	0,300	1125	262
Mai	N	123,8	11,5	11,5	0,110	1125	245
	E	123,2	12,4	11,1	0,300	1125	262
Iunie	N	123,8	11,5	11,5	0,110	1125	245
	E	123,2	12,4	11,1	0,300	1125	262
Iulie	N	123,8	11,5	11,5	−0,010	1125	273
	E	123,2	12,4	12,1	−0,190	1125	266
August	N	123,8	11,5	11,5	−0,010	1125	273
	E	123,2	12,4	12,1	−0,190	1125	266
Septembrie	N	123,8	11,5	11,5	−0,010	1125	273
	E	123,2	12,4	12,1	−0,190	1125	266
Octombrie	N	123,8	11,5	11,5	−0,010	1125	273
	E	123,2	12,4	12,1	−0,190	1125	266
Noiembrie	N	123,8	11,5	11,9	−0,015	1125	267
	E	123,2	12,4	12,3	−0,069	1125	273
Decembrie	N	123,8	11,5	11,9	−0,015	1125	167
	E	123,2	12,4	12,3	−0,069	1125	273

Staţia seismică Bucureşti

Coordonate : Latitudine : 44°24'49'' N
Longitudine : 26°05'48'' E, Gr
Altitudine : 82,5 m
Subsol : Cuaternar

Penduli seismici orizontali cu înregistrare mecanică N şi E masa 540 kg, amortizare cu aer

Luna	Comp.	T_0	V	μ^2	r/T_0^2
Ianuarie	N	10,0	161	0,84	0,001
	E	10,0	162	0,82	0,001
Februarie	N	10,0	161	0,84	0,001
	E	10,0	152	0,78	0,001
Martie	N	10,0	165	0,84	0,001
	E	10,0	153	0,82	0,001
Aprilie	N	10,0	165	0,84	0,001
	E	10,0	153	0,82	0,001
Mai	N	10,0	161	0,84	0,001
	E	10,0	156	0,81	0,001
Iunie	N	10,0	161	0,85	0,001
	E	10,0	152	0,85	0,010
Iulie	N	10,0	158	0,85	0,001
	E	10,0	150	0,85	0,001
August	N	10,0	155	0,84	0,001
	E	10,0	155	0,83	0,001
Septembrie	N	10,0	164	0,85	0,001
	E	10,0	157	0,83	0,001
Octombrie	N	10,0	159	0,85	0,001
	E	10,0	163	0,83	0,001
Noiembrie	N	10,0	159	0,85	0,001
	E	10,0	159	0,82	0,001
Decembrie	N	10,0	162	0,85	0,001
	E	10,0	163	0,82	0,001

Stația seismică Cîmpulung

Coordonate : Latitudine : 45°16′,1 N
Longitudine : 20°02′,3 E, Gr
Altitudine : 598 m
Subsol : Aluviuni peste conglomerate

Penduli seismici orizontali cu înregistrare mecanică N și E, masa 105 kg, amortizare cu ulei

Luna	Comp.	T_0	V	μ^2	r/T_0^2
Ianuarie	N	3,5	43	0,82	0,001
	E	3,5	42	0,81	0,002
Februarie	N	3,5	43	0,80	0,001
	E	3,5	44	0,79	0,002
Martie	N	3,5	44	0,80	0,001
	E	3,5	42	0,81	0,002
Aprilie	N	3,5	44	0,81	0,001
	E	3,5	42	0,81	0,002
Mai	N	3,5	42	0,82	0,001
	E	3,5	41	0,83	0,002
Iunie	N	3,5	44	0,83	0,001
	E	3,5	42	0,85	0,002
Iulie	N	3,5	43	0,85	0,001
	E	3,5	42	0,85	0,002
August	N	3,5	44	0,85	0,001
	E	3,5	42	0,86	0,002
Septembrie	N	3,5	43	0,82	0,001
	E	3,5	38	0,84	0,002
Octombrie	N	3,5	44	0,78	0,001
	E	3,5	39	0,81	0,002
Noiembrie	N	3,5	43	0,82	0,001
	E	3,5	38	0,86	0,002
Decembrie	N	3,5	43	0,79	0,001
	E	3,5	41	0,83	0,002

Stația seismică Bacău

Coordonate : Latitudine : 46°34′ N
Longitudine : 26°54′ E, Gr
Altitudine : 167,5 m
Subsol : Aluviuni peste sarmațian

Penduli seismici orizontali cu înregistrare mecanică N și E, masa 105 kg, amortizare cu ulei

Luna	Comp.	T_0	V	μ^2	r/T_0^2
Ianuarie	N	3,5	41	0,86	0,001
	E	3,5	42	0,82	0,002
Februarie	N	3,5	41	0,85	0,001
	E	3,5	42	0,83	0,001
Martie	N	3,5	42	0,84	0,001
	E	3,5	42	0,88	0,001
Aprilie	N	3,5	42	0,84	0,001
	E	3,5	42	0,88	0,001
Mai	N	3,5	42	0,86	0,001
	E	3,5	42	0,85	0,001
Iunie	N	3,5	43	0,82	0,001
	E	3,5	41	0,81	0,001
Iulie	N	3,5	42	0,82	0,001
	E	3,5	43	0,83	0,001
August	N	3,5	44	0,84	0,001
	E	3,5	41	0,84	0,001
Septembrie	N	3,5	42	0,85	0,001
	E	3,5	43	0,84	0,001
Octombrie	N	3,5	43	0,83	0,001
	E	3,5	42	0,85	0,001
Noiembrie	N	3,5	41	0,87	0,001
	E	3,5	41	0,87	0,001
Decembrie	N	3,5	42	0,84	0,001
	E	3,5	42	0,87	0,001

Stația seismică Focșani

Coordonate : Latitudine : 45°41′,7 N
Longitudine : 27°11′,0 E, Gr
Altitudine : 61 m
Subsol : Aluviuni

Penduli seismici orizontali cu înregistrare mecanică N și E, masa 105 kg, amortizare cu ulei

Luna	Comp.	T_0	V	μ^2	r/T_0^2
Ianuarie	N	3,5	42	0,87	0,001
	E	3,5	42	0,87	0,001
Februarie	N	3,5	42	0,87	0,001
	E	3,5	42	0,86	0,001
Martie	N	3,5	42	0,87	0,001
	E	3,5	42	0,86	0,001
Aprilie	N	3,5	41	0,85	0,001
	E	3,5	43	0,87	0,001
Mai	N	3,5	40	0,86	0,001
	E	3,5	42	0,89	0,001
Iunie	N	3,5	43	0,86	0,001
	E	3,5	43	0,89	0,001
Iulie	N	3,5	43	0,86	0,001
	E	3,5	43	0,89	0,001
August	N	3,5	40	0,84	0,001
	E	3,5	40	0,90	0,001
Septembrie	N	3,5	43	0,88	0,001
	E	3,5	40	0,92	0,001
Octombrie	N	3,5	40	0,83	0,001
	E	3,5	40	0,91	0,001
Noiembrie	N	3,5	39	0,81	0,001
	E	3,5	43	0,89	0,001
Decembrie	N	3,5	40	0,80	0,001
	E	3,5	40	0,82	0,001

Staţia seismică Iaşi

Coordonate : Latitudine : 47°11′,6 N
Longitudine : 27°33′,7 E, Gr
Altitudine : 160 m
Subsol : depozite cuaternare peste sarmaţian

Penduli seismici orizontali cu înregistrare mecanică N şi E, masa 450 kg, amortizare cu aer

Luna	Comp.	T_0	V	μ^2	r/T_0^2
Ianuarie	N	4,8	133	0,85	0,004
	E	4,8	122	0,80	0,006
Februarie	N	4,8	132	0,85	0,004
	E	4,8	112	0,81	0,006
Martie	N	4,8	130	0,86	0,004
	E	4,8	120	0,81	0,006
Aprilie	N	4,8	136	0,84	0,004
	E	4,8	123	0,84	0,006
Mai	N	4,8	132	0,84	0,004
	E	4,8	127	0,85	0,006
Iunie	N	4,8	129	0,83	0,004
	E	4,8	131	0,83	0,006
Iulie	N	4,8	137	0,82	0,004
	E	4,8	125	0,85	0,006
August	N	4,8	130	0,82	0,004
	E	4,8	126	0,83	0,006
Septembrie	N	4,8	115	0,82	0,004
	E	4,8	129	0,85	0,006
Octombrie	N	4,8	135	0,82	0,004
	E	4,8	132	0,85	0,006
Noiembrie	N	4,8	133	0,82	0,004
	E	4,8	129	0,84	0,006
Decembrie	N	4,8	130	0,82	0,004
	E	4,8	130	0,82	0,006

IANUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
1	2	Bucureşti							
		Zi	PKP	$10^h\ 31^m\ 00^s$		+			Regiunea insulelor
		Zi	pPKP	31 20		+			Santa Cruz
		Z	e	33 17					12°,4 S ; 166°,4 E
		Zi	PP	33 29		+			$h = 161$ km
		Ne	PP	33 30					$H = 10\ 11\ 56{,}9$
		Zi	pPP	33 47		−			(USCGS)
		Zi	PKS	34 25		+			
		Ne Ee	PKS	34 28					$M = 6^3/_4$
		Ne Ei	pPKS	34 52				+	(Pasadena)
		Z	e	35 17					$\Delta_e = 133°{,}1$
		E	i	35 22				−	
		Z N	e	35 36					
		Z	e	36 12					
		E	i	36 37				−	
		Z	e	36 38					
		E	i	37 00				+	
		E	i	37 17				+	
		Cîmpulung							
		Ne	PKS	10 34 36					$\Delta_e = 133°{,}6$
		Bacău							
		Ee	PKS	10 34 12					Fără corecţie
		Ne	PKS	34 13					$\Delta_e = 131°{,}6$
		Iaşi							
		Zi Ne	PKS	10 34 28					$\Delta_e = 131°$
		Ee	PKS	34 29					
2	5	Bucureşti							Insulele Aleutine
		Zi	P	14 18 48		+			51°,6 N ; 176°, 3V
		Ne	P	18 50					$h = 37$ km
		N	e	19 56					$H = 14\ 06\ 25{,}9$
		Ze	PP	21 57					(USCGS)
		N	e	28 20					$M = 6^3/_4$ (Pasadena)
		Ne	S	28 54					
		Ee	S	28 56					$\Delta_e = 82°$
		N E	L	48 00					
		N E	M	55	24 ;22		40,0	33,0	
		N	M	58	20		39,0		
		Iaşi							
		Ze	P	14 18 33					$\Delta_e = 80°$
		Ne	P	18 34					CL înscris
		Ee	P	18 35					
		N E	L	49					
3	5	Bucureşti							
		Z N E	urme	16 21 − 16 30					Noua Guinee
									5°5S ; 143°5E
									$h = 150$ km
									$H = 15\ 53\ 56$
									(USCGS şi BCIS)
									$M = 6^3/_4 - 7$
									(Pasadena)
									$\Delta_e = 119°{,}6$

IANUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observații
4	5	București							
		Zi	PKP	$18^h\ 17^m\ 18^s$		−			Insulele Loyauté
		Ne	PKP	17 19					21°,2 S; 169°,3 E
		Zi	PP	20 28		+			$h = 123$ km
		Ne	PP	20 29					$H = 17\ 57\ 56{,}6$ (USCGS)
									$M = 6^3/_4$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 142°{,}8$
5	5	București							
		Zi	PKP	18 34 02		−			Ag. mi.
		E	e	35 56					Insulele Loyauté
		Zi	PP	37 04		+			21°S; 169°,1E
		Ee	PP	37 05					$h = 124$ km
									$H = 18\ 14\ 43$ (USCGS)
		N	i	38 46					$M = 6^3/_4$
		N	i	39 04		−			(Pasadena)
									$\Delta_c = 141°{,}3$
6	7	București							
		Z N E	urme	10 32 − 10 42					Creta
									35°,9 N; 27°E
									$h = 127$ km
									$H = 10\ 30\ 58$ (USCGS)
									$\Delta_c = 9°$
7	7	București							
		Ze	P_n	15 54 48					Grecia
		Ne	P_n	54 50					37°,7 N; 21°,1 E
		Ne	P_g	55 33					$h = 22$ km
		Z N	L	57 00					$H = 15\ 52\ 54$ (USCGS)
		E	L	57 03					$M = 5 - 5^1/_4$ (Atena)
									$\Delta_c = 7°{,}6$
8	9	București							
		Z	i	10 03 16					Lipsă date BCIS
		N E	e	03 17					CL, BA, IA înscris
		Z	e	03 23					
9	10	București							
		Zi	P	14 34 07		+			Ag. mi.
		Ze	PP	37 03					Insulele Kurile
		Z	e	45 08					49°,9 N; 156°,2 E
		Z	L	15 05					$h = 29$ km
									$H = 14\ 22\ 18{,}2$ (USCGS)
		N E	L	06					$M = 6^1/_2 - 6^3/_4$ (Strasbourg)
									$\Delta_c = 76°{,}8$

IANUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
10	11	Bucureşti							Ag. mi.
		Zi	P	$12^h\ 12^m\ 18^s$					Insulele Aleutine
		Ne	S	22 57					51°,8 N; 171 V
		N E	L	48					$h = 48$ km
		Z	L	49					$H = 11\ 59\ 55$ (USCGS)
		N E	M	53 30	20		10,0	9,0	$M = 6{,}2$ (Uppsala)
									$\Delta_c = 82°{,}7$
11	14	Bucureşti							
		Z N E	urme	09 48—09 52					Ag. mi.
									Marea Java (BCIS)
12	14	Bucureşti							
		N	L	17 30 30					Ag. mi.
		Z E	L	32					Insulele Aleutine
									53°,9 N; 163°,7 V
									$h = 41$ km
									$H = 16\ 38\ 55{,}6$ (USCGS)
									$M = 6{,}0$ (Uppsala)
									$\Delta_c = 81°{,}3$
13	16	Bucureşti							
		Zi	P	07 32 23		+			Ag. mi.
		Ne	P	32 24					Coasta Est Hondo
		Ee	P	32 25					36°,0 N; 141°,1 E
		Zi Ni	PP	35 25		−	+		$h = 131$ km
		N	i	37 02			−		$H = 07\ 20\ 18{,}6$ (USCGS)
		Ni	SKS	42 35			+		$M = 7{,}0$ (Uppsala)
		Ze	SKS	42 36					
		Ni	S	42 45			+		$\Delta_c = 80°{,}4$
		Ne	PS	43 20					
		Ni	SS	47 45			−		
		N E	L	08 03					
		Z	L	06					
		N E	M	12	16;16		370	240	
		Iaşi							
		Ze Ne	P	07 32 13					$\Delta_c = 78°{,}8$
		Ee	P	32 14					
		Ne Ee	SKS	42 08					
		Ne	S	42 21					
		N E	L	08 01					
14	16	Bucureşti							
		Ze	P	11 31 48					Ag. mi.
		N E	L	12 05					Coasta Est Hondo
									35°,7 N; 140°,6 E
									$h = 157$ km
									$H = 11\ 19\ 46{,}5$ (USCGS)
									$M = 6$ (Moscova)
									$\Delta_c = 80°{,}3$

IANUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
15	16	București							
		Zi	P	$12^h\ 24^m\ 40^s$		+			Hondo
		Z	e	27 05					36°,2 N ; 141°,7 E
		Z	e	27 29					$h = 105$ km
		N	i	35 08					$H = 12\ 12\ 35$
		N	i	35 22					(USCGS)
		N E	L	55					$M = 6^1/_4 - 6^3/_4$
		N E	M	13 04	16 ;16		190	160	(Pasadena)
									$\Delta_c = 80°,5$
		Iași							
		Ne Ee	P	12 24 26					$\Delta_c = 78°$
		Ee	P	24 27					
		Ne Ee	P	24 28					
		N E	L	54					
16	16	București							
		N E	L	14 53 00					Hondo
		Z	L	54					36°,3 N ; 141°,2 E
									$h = 127$ km
									$H = 14\ 04\ 05{,}3$
									(USCGS)
									$M = 6{,}35$ (Roma)
									$\Delta_c = 80°,2$
17	16	București							
		Zi	P	15 53 22					Hondo
		Ne	P	53 23					36°,4 N ; 140°,6 E
		Ne	S	16 03 47					$h = 147$ km
		N E	L	23					$H = 15\ 41\ 23{,}3$
									(USCGS)
		Z	L	24					$M = 6^1/_4$
									(Pasadena)
									$\Delta_c = 80°$
		Iași							
		Ze Ne Ee	P	15 53 11					$\Delta_c = 77°,2$
		N	e	53 23					
		Ne	S	16 03 21					
		N E	L	23					
18	19	București							
		N E	L	18 07 00					Insulele Kurile
									49°,7 N ; 155°,8 E
									$h = 31$ km
									$H = 17\ 22\ 16{,}9$
									(USCGS și BCIS)
									$M = 6{,}0$ (Uppsala)
									$\Delta_c = 76°,2$

IANUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
19	20	București							
		Ze	P	$17^h\ 21^m\ 21^s$					Alaska
		Z N E	L	56					56°,4 N; 152°,3 E $h = 46$ km $H = 17\ 09\ 15,7$ (USCGS) $M = 6^1/_4 - 6^1/_2$ (Pasadena) $\Delta_c = 69°,5$
20	20	Iași							
		Z	i	22 36 39					Cutremur? Lipsă date BCIS
21	22	București							
		Ze	PKP	03 43 25					Insulele Santa Cruz
		Ze	PP	45 49					
		Z	e	46 43					11°,9 S; 166°,2 E
		Ne Ee	PKS	47 03					$h = 25$ km
		N E	L	04 28					$H = 03\ 24\ 04,5$ (USCGS și BCIS)
		Z	L	30					
		N E	M	47	19;19		14,0	11,0	$M = 6,75$ (București) $\Delta_c = 133°$ IA înscris
22	26	București							
		Z	e	16 32 45					Insulele
		Z N E	L	17 35					Luaiote 21°,4 S; 169°,5 E $h = 119$ km $H = 16\ 13\ 25,1$ (USCGS) $M = 6^1/_2$ (Pasadena) $\Delta_c = 97°$
23	28	București							
		Z N E	urme	07 21 – 07 25					Grecia 39°,3 N; 22°,0 E $h = 89$ km $H = 07\ 18\ 16,2$ (USCGS) $\Delta_c = 6°,1$
24	31	București							
		N	e	01 11 05					Alaska
		N E	L	35					55°,8 N; 153°,9 V $h = 26$ km $H = 00\ 48\ 36,5$ (USCGS) $M = 6^1/_2$ (Pasadena) $\Delta_c = 79°,7$

FEBRUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
25	4	Bucureşti							
		Zei	P	$19^h\ 21^m\ 15^s$					Foarte slab.
									Taivan
		E	e	31 03					24°N 122°,7 E
		E	S	31 27					$H = 19\ 09\ 12{,}9$
		Z N E	L	56					$h = 14$ km
									(USCGS)
									$\Delta_c = 77°{,}8$
26	6	Iaşi							
		Zi Ne	P	18 27 05		+			Foarte slab.
									Ins. Kurile
									44°,8 N 149°,1 E
									$H = 18\ 15\ 21{,}6$
									$h = 25$ km
									(USCGS)
									$\Delta_c = 74°{,}6$
27	6	Bucureşti							
		Ze	PKP	22 04 03					Ag. mi. Foarte slab
		Z N E	L	43					Ins. Solomon
		Z N E	M	56					6°,8S ; 155°,3 E
									$H = 21\ 45\ 13{,}5$
									$h = 54$ km
									(USCGS)
									$\Delta_c = 122°{,}1$
		Iaşi							
		Zi	PKP	22 04 01		+			$\Delta_c = 120°2$
28	8	Bucureşti							
		Ze	(S)	06 19 31					Ag. mi. Foarte slab
		Ni	(S)	19 32					lipsă date BCIS
		Ei	(S)	19 33					
29	9	Bucureşti							
		Zei	PKP_1	02 28 06					Ins. Kermadec
		Z N E	M	03 39					28°,2 S ; 177°,4 V
									$H = 02\ 08\ 15{,}9$
									(USCGS)
									$\Delta_c = 155°{,}7$
									BA înscris
		Iaşi							
		Zi Ne	PKP_2	02 28 15		+			$\Delta_c = 153°C$
30	11	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	20 20 56		+			Ag. mi. Slab.
		Zi	PKP_2	21 24		−			Ins. Kermadec
		Zei	PP	24 55					28°,25 ; 177,5 V
		Z N E	M	22 31					$H = 21\ 01\ 06{,}4$
									(USCGS şi BCIS
									$\Delta_c = 157{,}5$
									CL — înscris

FEBRUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observații
		Bacău							
		Ne Ee	PKP_2	$21^h\ 21^m\ 20^s$					$\Delta_c = 153°,5$
		Iași							
		Ne	PKP_2	21 21 03					$\Delta_c = 152°,8$
31	12	București							
		Zi	P	22 05 41		+			Ins. Kurile
		Ni Ei	P	05 43	6 ;6		−7,2	−3,4	
		Z	i	06 03		−			43°,7 N ; 147°,6 E
									$h = 45$ km
		N E	i	06 06			+	+	$H = 21\ 53\ 43,5$
		Ze	PP	09 28		−			(USCGS)
		Ni	PP	09 30			+	+	$\Delta_c = 78°,1$
		Ei	PP	00 09 32				+	
		E	i	10 15				−	
		Z	i	10 17		+			
		Zi	PPP	11 50		−			
		Ei	PPP	11 52				−	
		Ni Ei	S	15 32			−	+	
		Ei	PS	15 50				−	
		Zi	PS	15 53		+			
		Z N	i	16 46		+	+		
		N E	L	27					
		N E	M	38					
		N	M	42	20		118		
		E	M	42	20			84	
			F	01 05					
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	22 05 42					
		N E	e	06 10			−	+	$\Delta_c = 77°,5$
				15 32			+	−	
		Ee	S	15 33				+	
		Ne	S	37			−		
		N E	M						
		Bacău							
		Ne Ee	P	22 05 31					$\Delta_c = 75°,6$
		Ee	S	15 09					
		Ne	S	15 10					
		N E	M	36					
		Iași							
		Zi	P	22 05 24		+			$\Delta_c = 74°,9$
		Ni Ei	P	05 26			−	+	
		Ze Ni Ei	S	05 02			−	+	
		N E	M	35					

FEBRUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
31 bis	12	Bucureşti							
		Zi	P	$23^h\ 38^m\ 42^s$		+			τ ns. Kurile
		Z	i	38 43		—			44°N ; 147°,7 E
		Z	i	38 51		—			H = 23 26 34,5 (USCGS)
									Δ_c = 77°,6
		Cîmpulung							
		N	e	23 38 40					Δ_c = 77°,3
		Ne	S	48 48					
		Bacău							
		N E	e	23 38 41					Δ_c = 75°,4
		Ne Ee	S	48 03					
		Iaşi							
		Ni Ei	P	23 38 18					Δ_c = 74°,7
		Ne Ee	S	47 54					
32	13	Iaşi							
		Zi	P	00 08 22		—			Lipsă date BCIS
33	13	Bucureşti							
		Zi	PKP	07 05 27		+			Ag. mi. Slab.
		Z N E	M	08 05					Ins. Tonga 17°S ; 173°,7 V
									H = 06 45 25 (USCGS)
									Δ_c = 147°,9
									CL, BA, înscris
34	13	Bucureşti							
		Zi	P	16 39 22					Ag. mi. Slab.
		Z	L	17 09					Ins. Kurile
		Z	M	15					43°,7 N ; 149°,6 E
									H = 16 27 20,9 (USCGS)
									Δ_c = 78°7
		Bacău							
		Ne Ee	P	16 39 12					Δ_c = 76°,5
		E	e	48 49					
		Ne	S	48 52					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	16 39 06					Δ_c = 75°,8
		Ne Ee	S	48 43					
35	14	Bucureşti							
		Zi	P	03 34 04		+			Ag. mi. slab
		Z N E	M	04 08					Ins. Kurile
									43°,8 N ; 147°,9 E
									H = 03 22 00,7 (USCGS şi BCIS)
									Δ_c = 78°,1

FEBRUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Iaşi							
		Ne Ee	P	$03^h\ 33^m\ 46^s$					$\Delta_c = 75°$
36	15	Bucureşti							
		Z	P	10 57 13		+			Ag. mi. slab.
		Z	e	11 07 25		+			Ins. Kurile
		Z	e	07 43		+			43°,7N ; 147,4 E
		Z N E	M	30					$h = 69$ km
									$H = 10\ 45\ 15{,}9$ (USCGS)
									$\Delta_c = 77°{,}9$
									CL înscris
		Bacău							
		Ne	P	10 57 06		−			$\Delta_c = 75{,}5$
		Ee	P	57 10			+		
		Ne Ee	S	11 06 42		+	+		
		Iaşi							
		Ne Ee	P	10 56 59			+	+	$\Delta_c = 74°{,}8$
		Ee	e	57 51				+	
		Ne Ee	S	11 06 35			−	+	
		N E	M	30					
37	15	Cîmpulung							
		E	e	12 34 57,4					Foarte slab
		Ne	S	34 58,5					România-Vrancea
		Ee	S	34 58,9					
		Bacău							
		E	e	12 34 54,7					
		Ni	S	34 55,1					
		Ee	S	34 55,3					
		Iaşi							
		Ni Ee	S	12 35 09,4					
53	16	Bucureşti							
		Z	P	03 46 23					Ag. mi. slab
		N	e	47 17					Coasta Albaniei
		Z N E	i	47 52					49°,1 N ; 19°,4 E
									$h = 143$ km
									$H = 03\ 44\ 58{,}8$ (USCGS)
									$\Delta_c = 5°{,}9$
39	16	Bucureşti							
		Zi	P	14 06 48		+			Ag. mi. slab
		Z	i	07 10		+			Ins. Kurile
		Z	M	44					43°,2 N ; 148° E
									$h = 71$ km
									$H = 13\ 54\ 53{,}7$ (USCGS)
									$\Delta_c = 78°{,}2$

FEBRUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observații
		Bacău							
		Ee	P	$14^h\ 06^m\ 41^s$					$\Delta_e = 76{,}2$
		Ne	P	06 42					
		E	e	07 10					
		Iași							
		Ne Ee	P	14 06 33					$\Delta_c = 75°{,}5$
		Ne	S	16 09					
40	21	Iași							
		N E	e	03 34 00					Urme Lipsă date BCIS
41	23	București							
		Z	i	03 24 12					Ag. mi. slab.
		Z N E	e	25 26					Ins. Dodecanez 35°,2N ; 27°,3E H = 03 19 07,1 (BCIS) $\Delta_c = 9°{,}8$
42	23	București							
		Zi	P	04 28 27					Coasta Hondo
		Zi	PP	31 31					38°,4 N ; 142°,8 E
		Z N E	M	05 07					h = 116 km H = 04 16 24,3 (USCGS și BCIS) $\Delta_c = 79°{,}7$ BA, înscris
		Iași							
		Ne Ee	P	04 28 12					$\Delta_c = 76°{,}8$
		Ne	PP	31 14					
		N E	M	04					
43	23	București							
		Ze	S*	21 49 35					Ag. mi.
		Ne Ee	S*	49 36					Ins. Dodecanez
		Zi	S_g	50 08					36°,9N ; 27°3E
		N	i	50 13					H = 21 45 50,5 (USCGS și BCIS) $M = 5^3/_4$ (Atena) $\Delta_c = 7°{,}6$ CL, BA, IA, înscris
		E	i	50 17					
44	24	București							
		N E	e	08 27 27					Urme
		Z	e	27 45					

FEBRUARIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
45	25	Bucureşti							
		Zi	P	$06^h\ 08^m\ 25^s$					Slab
									Lipsă date BCIS
		Iaşi							
		Ne Ee	P	06 08 27					
46	26	Bucureşti							
		Zi Ei	P	18 22 47	13	+		−7,2	Coasta Kiu-Siu
		Ni	P	22 48	11		−5,6		31°,6N ; 131°,2E
		E	i	27 06					h = 54 km cca
		E	i	29 15					H = 18 10 48,7
		Z	i	29 17					(USCGS)
		N	i	29 18					M = 7,5 (Kew)
		Ei	S	32 42					Δ_c = 78°,
		Zi Ni	PS	33 18					
		E	i	33 20					
		Z N E	L	50					
		Z N E	M	19 00					
		Cîmpulung							
		N E	e	18 22 54					Δ_c = 78°,1
		E	e	32 34					
		N E	M	19 00					
		Bacău							
		N E	e	18 22 39					Δ_c = 76°,4
		N E	M	58					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	18 22 35					Δ_c = 76,5
		Ne	S	32 18					
		N E	M	58					
47	27	Bucureşti							
		Ze	P_g	21 42 29					Ag. mi. slab.
		Ni	i	43 35					Ins. Dodecanez
		Ei	S*	43 57					36°,6N ; 26°,9E
									H = 21 40 02,6
									(USCGS)
									Δ_c = 7°,8
48	27	Bucureşti							
		Zi	S*	21 58 31					Ag. mi. slab.
		Ni	S_g	58 53					Ins. Dodecanez
		Ei	S_g	58 55					36°,5N ; 27°,1E
									H = 21 54 33,6
									Δ_c = 8°
49	28	Bucureşti							
		Z	e	13 26 05					Ag. mi.
		N	e	26 24					Urme
		E	e	26 54					

MARTIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
50	2	Bucureşti							
		Ne Ee	S	$13^h\ 38^m\ 01{,}7^s$	1,2 ; 1,4		2,4	3,1	România-Vrancea $h \geqslant 100$ km $M_{SH} = 3{,}22$
		Cîmpulung							
		Ee	S	13 38 01,9	0,4			−2,3	$M_{SH} = 3{,}81$
		Ne	S	38 02,1	0,4		3,6		
		Bacău							
		Ne Ee	S	13 37 47,5	0,3 ; 0,3		+	−	
		Focşani							
		Ne Ee	(P)	13 37 34,8	0,4 ; 0,3		+17,8	−18,9	$M_{SH} = 3{,}85$
		Ne Ee	S	37 43,3					
		Iaşi							
		Ne Ee	S	13 38 01,2	0,4 ; 0,4		−	+	$M_{SH} = 4{,}48$
51	6	Bucureşti							
		Ze	L	08 23 31					Foarte slab Grecia 38°27′ N ; 23°57′ E H = 08 20,6 (BCIS) $\Delta_c = 6°{,}4$ CL — înscris foarte slab
		Ne	L	23 35					
		N E	M	24,1	5,2		13	14,2	
52	7	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	10 30 32		−			Regiunea insulelor Kermadek 28°,3 S ; 175°,7 V h = 43 km cca. H = 10 10 38,9 (USCGS şi BCIS) $\Delta_c = 156°{,}3$
		Z	e	30 46				−	
		Ne	PKP_2	31 00					
		Zi	PKP_2	31 01		+			
		N	e	31 19			+		
		Z	i	31 22		−			
		Zi	PP	34 42					
		N	e	35 12					
		Ne Ee	m	35 25	6 ;6		9,5	18,6	
		N	e	37 12					
		Ee	SKS	37 43					
		N E	e	44 59	7,5 ;7		−8,7	−26,5	
		E	M	11 48					
			F	12 30					

MARTIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Cîmpulung							
		Ne Ee	PKP_1	$10^h\ 30^m\ 35^s$					$\Delta_c = 156,4$
		E	e	31 19					
		N	e	31 22					
		N	e	35 23					
		Bacău							
		Ee	PKP_1	10 30 40					$\Delta_c = 154°,6$
		N	e	31 24					
		E	e	34 42					
		Focşani							
		E	e	10 31 16					Ag. mi
		N	e	31 18					$\Delta_c = 154°,9$
		Iaşi							
		Zi Ne Ee	PKP_1	10 30 37		−			$\Delta_c = 154°,1$
		E	e	30 47					
		Ne Ee	PKP_2	31 03			+	+	
		N	e	31 23					
		N	e	33 18					
53	11	Bucureşti							
		Zi	P	01 43 28		+			Foarte slab
		Z	e	43 50					Insulele Kurile
		N E	M	02 16					48°,7 N ; 154°,6 E.
									$h = 26$ km cca.
									$H = 01\ 31\ 34,4$ (USCGS şi BCIS)
									$\Delta_c = 76°,6$
		Iaşi							
		Ne	P	01 43 11					Foarte slab
		N E	e	43 37					$\Delta_c = 73°,8$
54	11	Iaşi							
		Ne	P	08 48 18					Golful Tadjurah
									11°,8 N ; 43°,0 E.
									$H = 08\ 41\ 06$ (BCIS)
									$\Delta_c = 35°,7$
		Bucureşti							
		Z	M	09 03					$\Delta_c = 35°,7$

MARTIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
55	13	Bucureşti							
		Z	e	$15^h\ 35^m\ 50^s$					Insulele Dodecanez
		Z	M	36 18					35°,8 N ; 26°,6 E
		N	M	37 40	5		9,4		h = 25 km cca.
		E	M	38 08	5			13,2	H = 15 31 56,0 (USCGS)
									Δ_e = 8°,7
									CL, FO — înscris
56	13	Bucureşti							
		Ze	P	19 39 36					Regiunea Insulei
		E	i	21 45				—	Creta
		N E	ei, i	22 04			+	—	34°,5 N ; 26°,6 E
		N	S*	22 13	5		9,5		h = 25 km cca.
		E	e	22 16	7			9,1	H = 19 17 16,0
		Ee	Sg	22 47				+	(USCGS şi BCIS)
		N E	M	24 15	12 ;7		19,1	15,0	Δ_e = 10°,0
									CL, FO — înscris
57	16	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	14 03 23		—			Marea Flore
		Z	e	04 30					8°,2 S ; 122°,0 E
		Z	e	05 35					h = 74 km cca.
		Z	e	09 30					H = 13 45 35,6
		E	SKS	09 56					(USCGS şi BCIS)
		Ne	SKS	09 58					Δ_e = 99°,9
		E	M	14 47					
		Cîmpulung							
		Ee	PKP	14 03 28					Foarte slab
		N E	e	04 11					Δ_e = 100°,7
58	18	Bucureşti							
		Ee	PKP_1	15 14 49					Sudul Noii Zelande
		Ze Ne	PKP_1	14 52					49°,9 S ; 163°,3 E
		E	e	15 09					h = 38 km cca.
		Z	e	15 13					H = 14 54 59,3
		N	e	16 22					(USCGS şi BCIS)
		N	e	17 40					Δ_e = 150°,3
		Ee	PP	19 09					
		E	e	20 16					
		Cîmpulung							
		Ne Ee	(PKP_2)	15 15 23					Δ_e = 151°,8
		Bacău							
		Ne Ee	PKP_1	15 15 03					Δ_e = 151°,2

MARTIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Iaşi							
		Ne Ee	PKP_1	$15^h\ 14^m\ 57^s$					$\Delta_c = 151°,0$
		Ee	PKP_2	15 35					FO — înscris.
		N	e	15 39					
59	20	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	16 12 36		—			Insulele Tonga
		N E	e	12 44					18°,4 S ; 175°,8 V
		Ne	PKP_2	13 10					$h = 178$ km cca.
		Ee	PKP_2	13 12					$H = 15\ 53\ 26,1$
		Ze Ee	$pPKP_1$	13 33					(USCGS şi BCIS)
		E	e	15 18					$\Delta_c = 148°,3$
		Ze	PP	15 57					
		E	e	16 41					
		Ze	SKS	19 28					
		Z	e	27 23					
		Cîmpulung							
		Ne	PKP_1	16 12 40					$\Delta_c = 148°,0$
		E	e	12 45					
		Ne E	$pPKP_1$	13 39					
			e	22 49					
		Bacău							
		Ne Ee	PKP_1	16 12 39			—	—	$\Delta_c = 146°,2$
		N	e	13 29					
		Focşani							
		Ne Ee	PKP_1	16 12 42			—	+	$\Delta_c = 146°,7$
		N	e	13 54					
		Iaşi							
		Ne Ee	PKP_1	16 12 35				—	$\Delta_c = 145°,7$
		E	e	12 42				+	
		N	e	12 44			—		
		Ee	PKP_2	13 12					
		Ee	$pPKP_1$	13 36					
		N	e	18 45					
60	21	Bucureşti							
		Ze	PKP_1	00 02 14					Insulele Tonga
		Z	e	02 28					24°,1 S ; 176°,0 V
									$h = 25$ km cca.
									$H = 23\ 42\ 36,8$
									(USCGS şi BCIS)
									$\Delta_c = 152°,9$
		Iaşi							
		Ne	PKP_1	00 02 33					Slab
		EE	PKP_1	02 36					$\Delta_c = 150°,3$
		N	e	03 29					

MARTIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
61	24	Bucureşti							
		Ze	P	$23^h\ 09^m\ 22^s$					Aproape de coasta Hondo (Japonia) 35°,7 N ; 140°,9 E $h = 102$ km cca. $H = 22\ 57\ 14{,}3$ (USCGS şi BCIS) $\Delta_c = 80°{,}5$
		Iaşi							
		Ne	P	23 09 08					$\Delta_c = 77°{,}9$
		Ee	P	09 09					
62	25	Bucureşti							
		N E	Urme	13 20 24					Grecia Date discordante (BCIS)
63	27	Bucureşti							
		N	e	17 54 36					Turcia
		Z N	L	55 08					150 km cca. la SV de Istambul $H = 17\ 52{,}1$ (BCIS)
64	28	Bucureşti							
		Ne	(S*)	00 46 48					Foarte slab
		Z N	L	47 12					Turcia $40°{}^1/_2$ N ; $30°{}^1/_2$ E $H = 00\ 44\ 18$ (Moscova) $\Delta_c = 5°{,}2$ CL, IA — înscris foarte slab
65	28	Bucureşti							
		Zi Ee	P	09 49 13		+			La Nord de Celebes
		Z	i	49 27		—			0°,2 N ; 123°,6 E
		Zi	pP	49 50		—			$h = 83$ km cca.
		E	e	49 55					$H = 09\ 35\ 55{,}4$
		Ee	PP	53 20				+	(USCGS şi BCIS)
		E	PP_m	53 27	8,0			7,4	$\Delta_c = 95°{,}2$
		Z E	i	53 50	6,0	+		−9,3	
		E	i	57 46	5,0			−8,6	
		Ne	SKS	59 37			—		
		Ee	SKS	59 39				+	
		Ei	S	10 00 39	12,5			−17,2	
		Ei	PS	02 21				+	
		N	e	02 37					
		N E	L	23					

MARTIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
		Cîmpulung							
		Ne	P	09h 49m 22s					$\Delta_c = 95°,9$
		Ee	P	49 24					
		Ne Ee	pP	49 59					
		Ne	PP	53 25					
		Ne Ee	SKS	59 35					
		N	e	10 00 31					
		Bacău							
		N	e	09 50 21					$\Delta_c = 94°,5$
		Ne	SKS	59 34					
		N	e	10 01 05					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	09 49 09					$\Delta_c = 93°,9$
		N	e	50 08					
66	28	Bucureşti							
		Zi	P	12 41 30		+			Aleutine
		Z N E	M	13 16					51°,7 N ; 176,°2 V
									$h = 60$ km cca.
									$H = 12\ 29\ 12,7$ (USCGS şi BCIS)
									$\Delta_c = 82°,0$
		Cîmpulung							
		Ne	P	12 41 28					$\Delta_c = 81°,3$
		Iaşi							
		Ne	P	12 41 25					$\Delta_c = 79°,1$
67	28	Bucureşti							
		Z	e	21 20 44					Frontiera Chile-Bolivia
		Z	e	29 49					22°,1 S ; 68°,0 V
									$h = 125$ km cca.
									$H = 21\ 01\ 56,2$ (USCGS)
									$\Delta_c = 108°,1$
68	30	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	09 09 29		+			Slab
									Regiunea Insulelor Samoa
									15°,2 S ; 172°,8 V
									$h = 25$ km cca.
									$H = 08\ 49\ 45,6$ (USCGS)
									$\Delta_c = 146°,7$
		Cîmpulung							
		Ne	PKP_1	09 09 32					$\Delta_c = 146°,6$
		E	e	09 41					
69	30	Bucureşti							
		Ne	Pg	15 44 30,5					Local
		Ne	Sg	44 34,5					

APRILIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
70	1	Bucureşti							
		Zi	P	$15^h\ 25^m\ 54^s$		+			R. P. Chineză
		Ne Ee	P	25 55					39°,6 N; 77,7 E
		E	i	26 44					H = 15 18 22,8
		Zi Ei	PP	27 22		--			BCIS
		Ne	PP	27 24					Δ_c = 38,0
		Zi	PeP	28 03		—			
		Zi Ne Ei	S	31 50					M = 6,75 (Bucureşti
		Ee							
			SS	34 26					
		Ne	SS	34 28					
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	15 25 51					Δ_c = 38,6
		Ne Ee	PP	27 21					
		Ee	S	31 50					
		Ne	S	31 52					
		Bacău							
		Ne Ee	P	15 25 39					Δ_c = 37,1
		Ne	PP	27 12					
		Ne Ee	S	31 29					
		Focşani							
		Ee	P	15 25 40					Δ_c = 37,0
		Ne	P	25 42					
		E	e	27 26					
		Iaşi							
		Ee	P	15 25 33					Δ_c = 36,6
		Ne	P	25 34					
		Ne Ee	PP	26 54					
		Ne Ee	S	31 15					
71	4	Bucureşti							
		Zi	P	09 54 02					R. P. Chineză
		Ee	P	54 03					40,1 N; 77,8 E
		Ne	P	54 05					H = 09 46 36,6
		Ze Ee	PP	55 22					BCIS
		Ne	PeP	56 20					Δ_c = 37,9
		Ee	PeP	56 22					
		E	i	56 56					M = 6,4 (Bucureşti)
		E	i	57 52					
		Ne Ee	S	10 00 06					FO — înscris
		Ne Ee	SS	02 50					
		E	e	03 47					
		Z N E	M	12 30	14		42	30	
		Cîmpulung							
		Ne Ee		09 55 40					Δ_c = 38,4
		Iaşi							
		Ne Ee	PP	09 55 44					Δ_c = 36,4

APRILIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Pers. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
72	5	Bucureşti							
		Zi	P	$10^h\ 16^m\ 59^s$		+			Slab
		Zi	S	17 17,4					România (Vrancea)
		Ni Ei	S	17 18			−	+	$H = 10\ 16{,}5$
		Cimpulung							
		Ne Ee	S	10 17 16					
		Bacău							
		Ne Ee	S	10 17 11,5					
		Focşani							
		N E	e	10 16 56					
		Ne Ee	S	17 08					
		Iaşi							
		Ni Ei	S	10 17 25,5			+	−	
73	6	Bucureşti							
		Ze	P	01 41 09					R. P. Chineză
		Ze	PP	42 36					36,9 N; 77,8 E
		Ee	PP	42 37					$H = 01\ 33\ 47$
		Z		47 26					BCIS
		E	e	50 04					$M = 5\ ^1/_2$
									(Moscova)
		N	e	50 12					$\Delta_c = 39{,}3$
74	6	Bucureşti							
		Ze	P	18 18 39					Iran
		Ne Ee	S	23 42					27,8 N; 56,7 E
									$h = 109$ km
									$H = 18\ 12\ 40{,}7$
									BCIS
									$M = 5^1/_4$
									(Moscova)
									$\Delta_c = 29{,}5$
		Iaşi							
		Ne Ee	P	18 18 44					$\Delta_c = 29{,}9$
		Ne Ee	S	23 50					
75	7	Bucureşti							
		Z N E	L	20 37 00					Kamciatka
									57,2 N; 163,3 E
									BCIS
									$M = 5^3/_4$
									(Moscova)
									$\Delta_c = 72{,}3$
76	7	Bucureşti							
		Z N E	urme	21 32 − 21 42					Kirkizia-Tadjikistan
									39,3 N; 73,0 E
									$H = 21\ 17\ 43{,}8$
									BCIS
									$M = 5^1/_4 - 5^1/_2$
									(Matsushiro)
									$\Delta_c = 34{,}8$

APRILIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
		Bucureşti							
77	8	Zi	PP	$18^h\ 20^m\ 08^s$					Chile 38,2 S ; 72,7 V $h = 60$ km $H = 17\ 59\ 46{,}7$ BCIS $M = 6-6^1/^2$ (Pasadena) $\Delta_c = 121{,}0$
78	9	Bucureşti							
		Z N E	L	08 19 00					California 37,0 N ; 120,7 V $H = 07\ 23{,}3$ USCGS $M = 5^3/_4$ (Pasadena) $\Delta_c = 93{,}2$
79	9	Bucureşti							
		Z N E	urme	10 18—10 22					26,0 N ; 178,4 E $h = 655$ km $H = 09\ 21\ 29$ USCGS $M = 6{,}4$ (Pruhonice) $\Delta_c = 105{,}2$
80	9	Bucureşti							
		Zi	P	15 47 04					Taivan
		Ne Ee	P	47 06					24,1 N ; 122,2 E
		Zi Ne Ee	PP	50 04		—			$H = 15\ 35\ 05{,}4$
		N E	S	57 00					BCIS
		Ee	PS	57 46					$M = 6$ (Pasadena)
		N E	L	16 17					$M = 6{,}35$ (Bucureşti)
		N E	M	27	15 ;18		9	13	$\Delta_c = 77{,}5$ BA, FO — înscris
		Iaşi							
		Ne Ee	P	15 46 55					$\Delta_c = 75{,}6$
81	12	Bucureşti							
		Z N E	L	23 08 00					În largul coastei El Salvador 13,1 N ; 88,9 V $h = 122$ km $H = 22\ 20\ 33{,}6$ BCIS $M = 5\ ^3/_4-6$ (Pasadena) $\Delta_c = 99{,}2$
		Iaşi							
		N E	e	00 43					

APRILIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
82	13	Bucureşti							
		Zi	P	$16^h\ 42^m\ 00^s$		+			R. P. Chineză
		Ne Ee	P	42 02					40,1 N ; 77,8 E
		Ei	PP	43 30					$H = 16\ 34\ 39$
		Zi	PP	43 33		+			USCGS
		Zi	PeP	44 25		—			
		Z	i	47 51		—			$M = 6^1/_2$ (Moscov
		Ei	S	48 14					$M = 6{,}75$
									(Bucureşti)
		Ne	S	48 15					$\Delta_c = 37{,}9$
		N	i	50 46			—		
		Ze Ei	SS	50 56					BA, FO — înscris
		N	i	51 09			+		
		Z	i	51 29		—			
		Zi Ei	SeS	52 13		—		—	
		N E	M	17 00 00	16 ; 15		83	57	
		Cîmpulung							$\Delta_c = 38{,}4$
		Ne	P	16 42 67					
		Ee	P	42 09					
		Ne Ee	PP	43 37					
		N E	e	43 57					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	16 42 47					$\Delta_c = 36{,}4$
		Ne Ee	PP	43 08					
83	19	Bucureşti							
		Zi	P	16 24 24					Foarte slab
									Ins. Kurile
		Z N E	L	53 00					44,2 N ; 148,0 E
									$h = 50$ km
									$H = 16\ 12\ 28{,}7$
									BCIS
									$M = 5^1/_2$
									(Pruhonice)
									$\Delta_c = 77{,}5$
84	19	Bucureşti							
		Z N E	L	21 00 00					Ins. Kurile
									44,6 N ; 150,2 E
									$H = 20\ 19\ 46{,}4$
									BCIS
									$M = 5^1/_2$
									(Pruhonice)
									$\Delta_c = 78{,}1$
85	20	Bucureşti							
		Zi	P'	21 59 03					Foarte slab
		Z N E	L	22 58 00					Ins. Samoa
									15,2 S ; 173,7 V
									$H = 21\ 39{,}07$ USCGS
									$M = 6 - 6^1/_2$
									(Pasadena)
									$\Delta_c = 146{,}4$

APRILIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
86	21	Bucureşti							
		Z N E	L	$20^h\ 54^m\ 00^s$					Ins. Kurile
									47,7 N; 154,6 E
									H = 20 10 38,3
									USCGS
									$M = 5^3/_4$
									(Pruhonice)
									Δ_c = 77,4
		Iaşi							
		N E	urme	21 10—21 12					Δ_c = 74,7
87	23	Bucureşti							
		Zi	P	05 26 40					Ins. Riou-Kiou
		Ne Ee	P	26 42					26,2 N; 129,8 E
		Z	i	27 12					h = 110 km
		Ne	S	36 52					H = 05 14 31
		Ee	S	36 54					BCIS
		N E	M	06 00 00					M = 6 (Moscova)
									Δ_c = 81,0
		Iaşi							
		Ne Ee	P	05 26 28					Δ_c = 78,9
88	23	Bucureşti							
		Zi Ne Ee	P	09 13 42		+			Ins. Kurile
		Ze Ee	PP	17 20					44,6 N; 150,2 E
		Ni Ee	S	23 34			—		h = 44 km
		Ne Ei	PS	23 50				+	H = 09 01 41,8
		Ee	SS	28 08					BCIS
		Z N E	L	43 00					$M = 6^1/_4$
		N E	M	53 00	15		54	46	(Pasadena)
									M = 7,0
									(Bucureşti)
									Δ_c = 78,1
		Cîmpulung							
		Ne	P	09 13 44					Δ_c = 77,9
		Ee	P	13 46					
		N E	L	45 00					
		Bacău							
		Ne Ee	P	09 13 32					Δ_c = 76,0
		N E	L	44 00					
		Focşani							
		Ne Ee	P	09 13 31					Δ_c = 76,6
		N E	L	44 00					
		Iaşi							
		Ne	P	09 13 23					Δ_c = 75,3
		Ee	P	13 24					
		N E	L	42 00					
		N E	M	44 00					

APRILIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
89	23	Bucureşti							
		Zi	P	$17^h\ 03^m\ 01^s$					Ins. Kurile
		Z N E	L	33 00					44,5 N ; 150,1 E
									$h = 76$ km
									$H = 16\ 51\ 03{,}6$ USCGS
									$M = 5^1/_2$ (Pruhonice)
									$\Delta_c = 78{,}1$
90	25	Bucureşti							
		Zi	P	01 29 38					Ins. Kurile
		Ne	S	39 35					44,5 N ; 150,0 E
		Ee	PS	40 07					$h = 78$ km
		N E	L	02 00 00					$H = 01\ 17\ 42{,}7$ USCGS
									$M = 5{,}7$ (Pruhonice)
									$\Delta_c = 78{,}1$
									CL — înscris
		Iaşi							
		Ne Ee	P	01 29 23					$\Delta_c = 75{,}2$
91	26	Bucureşti							
		Zi	P	07 50 57					Ins. Kurile
		Ne	P	50 58					44,6 N ; 149,9 E
		Ne Ee	S	08 00 54					$H = 07\ 38\ 54$ BCIS
		Ee	PS	01 21					$M = 6{,}3$ (Pruhonice)
		Z N E	L	20 00					
		N E	M	30 30	17 ;15		11	11	$M = 6{,}3$ (Bucureşti)
									$\Delta_c = 78{,}0$
		Iaşi							
		Ne Ee	P	07 50 42					$\Delta_c = 75{,}1$
		N E	L	08 20 00					
92	29	Bucureşti							
		Ee	P	09 35 36					Oceanul Atlantic
		Ne	P	35 37					72,3 N ; 7,4 V
		Ne	PP	36 48					$H = 09\ 29\ 09{,}5$ USCGS
		Ee	PP	36 50					$M = 5{,}5$ (Pruhonice)
		Ne	S	40 40					
		N E	L	46 00					$M = 6{,}0$ (Bucureşti)
		N E	M	50 00	13 ;11		27	9	$\Delta_c = 32{,}0$
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	09 35 30					$\Delta_c = 31{,}0$
		Iaşi							
		Ne	P	09 35 16					$\Delta_c = 29{,}8$
		Ee	P	35 17					

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
93	2	București							
		Ze	PKP	$23^h\ 04^m\ 39^s$					Slab
		Z	i	05 06		—			Insulele Kermadec
		N E	e	05 22					27°,0 S ; 176°,5 V
									$h = 47$ km
									$H = 22\ 44\ 44{,}3$ (USCGS)
									$M = 6\ ^3/_4$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 155°{,}5$
		Iași							
		Ne Ee	PKP	23 04 42					$\Delta_c = 153°$
		N E	i	04 55					CL, BA, Fo înscris
94	3	București							
		Ze	P	00 36 50					Coasta medie a Atlanticului
									1°,0 N ; 26°,4 E
									$h = 25$ km
									$H = 00\ 26\ 17{,}0$ (USCGS și BCIS)
									$\Delta_c = 63°{,}5$
95	5	București							
		Ze	PKP	14 03 50					Ag. mi.
		N	e	08 08					Insulele Kermadec
		E	e	10 30					27°,8 S ; 176°,1 V
									$h = 84$ km
									$H = 13\ 43\ 21{,}7$ (USCGS)
									$M = 6^1/_4$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 155°{,}7$
96	6	București							
		N	e	16 11 22					Ag. mi.
		E	e	11 38					Marea Mediterană
		Z	e	12 20					37°,4 N ; 11°,2 E
									$h = 30$ km
									$H = 16\ 04\ 33{,}1$ (USCGS și BCIS)
									$\Delta_c = 13°$
97	6	București							
		Ze	P	19 48 06					Ag. mi.
		Ze Ne Ee	pP	51 32					Oceanul Atlantic
		Ee	S	56 16					1°,2 S ; 15°,5 V
		Ne	S	56 18					$h = 24$ km
									$H = 19\ 38\ 04{,}6$ (USCGS)
		Ne Ee	SKS	56 30					$M = 5{,}7$ (Roma)
		N E	L	20 12					$\Delta_c = 59°{,}1$

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
98	7	Bucureşti							
		N	e	$00^h\ 45^m\ 36^s$					Ag. mi.
		Z E	e	45 38					Insulele Solomon
		Z N E	e	55 50					6°,1 S; 154°,4 E
		N E	L	01 30					$h = 123$ km
									$H = 00\ 25\ 40{,}8$ (USCGS şi BCIS)
									$M = 6^1/_2 - 6^3/_4$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 121°$
									IA înscris
99	7	Bucureşti							
		Zi	P	04 45 18		+			Ag. mi
		Ne Ee	P	45 22					Coasta Javei
		Ee	SKS	55 18					8°,6 S; 111°,4 E
		Ne Ee	SKS	55 20					$h = 113$ km
		Ne Ee	S	55 44					$H = 04\ 32\ 14{,}5$ (USCGS şi BCIS)
		Ze	S	55 46					$M = 5^3/_4$ (Matsushiro)
									$\Delta_c = 92°{,}9$
									IA înscris
100	7	Bucureşti							
		Zi	P	10 35 55		+			Ag. mi.
		Z	i	35 59					Coasta Mindanoua
		Zi	pP	36 27		−			5°,8 N; 126°,8 E
		Ee	pP	36 28					$h = 89$ km
		Ei	SKS	46 24				+	$H = 10\ 22\ 43{,}7$ (USCGS şi
		Ni Ei	S	47 05			+	+	BCIS)
		N E	L	11 10					$M = 6{,}3$ (Uppsala)
		Focşani							$\Delta_c = 97°{,}2$
		N E	e	10 47 03					
		Iaşi							$\Delta_c = 96°{,}3$
		Ee	P	10 35 51					
									$\Delta_c = 95°{,}6$
									CL, BA înscris
101	7	Bucureşti							
		Zi	P	12 26 12					Ag. mi.
		N E	M	54		−			Hondo
									35°,2 N; 134°,5 E
									$h = 25$ km
									$H = 12\ 14\ 15{,}5$ (USCGS şi BCIS)
									$M = 6$ (Matsushiro)
									$\Delta_c = 77°{,}4$
		Iaşi							
		Ee	P	12 26 01					$\Delta_c = 75°{,}4$

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
102	7	Bucureşti							
		Ze	P	$15^h\ 47^m\ 12^s$					Ag. mi.
		N E	e	53 28					Insulele Jan Mayen
		N E	L	58					71°,2 N; 7°,1 V
									$h = 66$ km
									$H = 15\ 40\ 52{,}5$ (USCGS şi BCIS)
									$M = 5{,}2$ (Roma)
									$\Delta_c = 31°{,}2$
		Iaşi							
		Ne	P	15 49 02					$\Delta_c = 30°$
		N E	e	53 22					
103	10	Bucureşti							
		Zi	P	17 10 48		+			Ag. mi.
		N	e	11 35					Mediterana
									35°,1 N; 15°,8 E
									$H = 17\ 08\ 00$ (BCIS)
									$\Delta_c = 12°{,}1$
104	11	Bucureşti							
		Zei	PKS	08 59 49					Ag. mi.
		Z	e	09 02 25					Cile
		E	L	43					47,2 S; 73°,6 V
		N E	M	48					$h = 47$ km
									$H = 08\ 38\ 27{,}1$ (USCGS şi BCIS)
									$M = 6^1/_4 - 6^1/_2$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 121°{,}3$
105	11	Bucureşti							
		Z	i	10 47 35		+			Lipsă date BCIS
		N	e	48 23					Ag. mi. slab
		E	e	48 27					Cl, BA, FO înscris
106	13	Bucureşti							
		Ze	PKP	14 38 48					Ag. mi.
		Z	e	39 44					Insulele Kermadec
		N	e	45 10					27°,9 S; 176° V
									$h = 25$ km
									$H = 14\ 18\ 42{,}4$ (USCGS)
									$M = 5^3/_4$ (Matsushiro)
									$\Delta_c = 155°{,}7$
									BA, FO, IA înscris

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
107	13	București							
		Zi	PKP	$15^h\ 11^m\ 36^s$		—			Ag. mi. slab
		Z	e	13 42					Insulele Fidji
									17°,5 S ; 178°,8 V
									$h = 556$ km
									$H = 14\ 52\ 55{,}3$ (USCGS)
									$\Delta_c = 145°{,}3$
		Bacău							
		Ee	PKP	15 11 37					$\Delta_c = 144°{,}2$
		Ne	PKP	11 39					
		Focșani							
		Ne Ee	PKP	15 11 36					$\Delta_c = 144°{,}5$
		Iași							
		Ne Ee	PKP	15 11 33					$\Delta_c = 144°$
									CL înscris
108	13	București							
		Zi	P	16 01 30					Ag. mi.
									Hokkaido
									43°,4 N ; 147°,8 E
									$h = 31$ km
									$H = 15\ 49\ 29{,}6$ (USCGS și BCIS)
									$M = 5^1/_2$ (Moscova)
									$\Delta_c = 77°{,}9$
		Iași							
		Ne Ee	P	16 01 17					$\Delta_c = 75°{,}2$
109	14	București							
		Ze	PKP	03 03 14					Ag. mi.
									Insulele Kermadec
									27°,9 S ; 176°,3 V
									$h = 470$ km
									$H = 02\ 43\ 22°{,}7$ (USCGS)
									$M = 5{,}2$ (Roxburgh)
									$\Delta_c = 154°{,}8$
110	14	București							
		N E	L	15 29 00					Ag. mi. slab
									Date insuficiente în BCIS
111	14	București							
		Z	e	15 44 44					Ag. mi.
		Ne Ee	PcP	47 20					67°,7 N ; 18°,4 V
		Z N E	L	59 00					$h = 23$ km
									$H = 15\ 38\ 07{,}5$ (USCGS și BCIS)
									$M = 4{,}9$ (Uppsala)
									$\Delta_c = 31°{,}3$

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
112	15	București							Ag. mi. slab
		Ze	PKP	$21^h\ 12^m\ 35^s$					Insulele Tongo
									20°,0 S ; 177°,2 V
									$h = 89$ km
									$H = 20\ 53\ 05{,}3$ (USCGS)
									$\Delta_c = 149°4$
		Iași							
		Ne Ee	PKP	21 12 34					$\Delta_c = 146°{,}2$
113	16	București							
		Zi	P	21 57 34		−			Ag. mi.
		N	e	57 43				+	Insulele Riou-Kiou
		Ze Ei	S	22 07 35					
		Ne	S	07 37					30°,0 N ; 132°,0 E
		Z N E	L	27					$h = 25$ km
									$H = 21\ 45\ 24$ (USCGS)
									$M = 6{,}1$ (Roma)
									$\Delta_c = 79°{,}6$
		Bacău							
		N E	e	21 57 42					$\Delta_c = 77°{,}8$
		Iași							
		Ne	P	21 57 21					$\Delta_c = 77°{,}3$
		Ee	P	57 23					
		Ne	S	22 07 23					
114	17	București							
		Zi	P	19 41 31		+			Ag. mi.
		Ei	S	51 37				−	Insulele Aleutine
		Ni	S	51 39			+		52°,0 N ; 173°,9 E
		Z N E	M	20 12					$h = 21$ km
									$H = 19\ 29\ 19$ (USCGS și BCIS)
									$M = 6$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 80°1$
		Cîmpulung							
		Ne	P	19 41 31					$\Delta_c = 80°$
		E	e	41 41					
		Ee	S	51 34					
		Bacău							
		Ne	P	19 41 27					$\Delta_c = 77°{,}6$
		Ne	S	51 25					
		Ee	S	51 27					
		Focșani							
		Ee	P	19 41 28					$\Delta_c = 78°{,}2$
		Ne	P	41 34					
		Ee	S	51 18					

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
		Iași							
		Ne	P	$19^h\ 41^m\ 15^s$					$\Delta_c = 76°,8$
		Ee	P	41 17					
		Ne Ee	S	51 04					
115	18	București							
		E	e	08 47 16					Ag. mi. slab
		N	e	47 20					Date discordante în BCIS
		Z	e	47 30					
116	19	București							
		Z	e	04 38 10					Ag. mi. slab
		E	e	38 16					Grecia
		N	S*	38 20					Epicentru 38°, 3/4 N; 23°, 1/4 E
									$H = 04\ 35\ 15$ (BCIS)
									$M = 4,2$ (Atena) (Magnitudine macroseismică)
									$\Delta_c = 6°,1$
									BA, FO înscris
117	19	București							
		Zi	P	16 49 26		+			Ag. mi.
		E	e	59 14					Riou-Kiou
		Ne	S	59 22					24°,1 N; 123°,4 E
		Ee	S	59 24					$h = 71$ km
									$H = 16\ 37\ 28,9$ (USCGS și BCIS)
									$M = 6,1$ (Kiruna)
									$\Delta_c = 78°,6$
		Iași							
		Ne Ee	P	16 49 23					$\Delta_c = 76°,7$
118	20	București							
		Zi	P	12 31 55,4		+			Ag. mi.
		Zi	S	32 13,6		+			România
		Ni Ei	S	32 14			—	—	Vrancea
		Cîmpulung							
		Ne	P	12 31 54,8					
		Ee	P	31 55,3					
		Ee	S	32 14,2					
		Ne	S	32 14,6					
		Bacău							
		Ne Ee	(P)	12 31 59,6					
		Ne	S	32 12,0					
		Ee	S	32 12,4					

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
		Focşani							
		Ee	P	$12^h\ 31^m\ 53{,}3^s$					
		Ni Ei	S	32 08,7			−	−	
		Iaşi							
		Ne Ee	P	12 32 05,2					
		Ni Ei	S	32 27,2			−	+	
119	20	Bucureşti							
		Zi	P	18 01 04		−			Ag. mi. slab Tanganyika 6°,5 S; 31°,7 E $h = 58$ km $H = 17\ 52\ 04{,}6$ (USCGS) $\Delta_c = 51°$
		Iaşi							
		Ne	P	18 01 25					$\Delta_c = 53°{,}9$
		Ee	P	01 26					
120	22	Bucureşti							
		Ze	PKP	14 04 17					Ag. mi. Insulele Tonga 21°,3 S; 174°,4 V $h = 97$ km $H = 13\ 44\ 35{,}8$ (USCGS) $M = 6$ (Pasadena) $\Delta_c = 151°{,}3$
		Ee	PKP	04 20					
		N	e	04 25					
		Z	i	05 01		+			
		Ze	SKS	11 24					
		N E	M	15 09					
		Cîmpulung							
		Ne	PKP	14 04 26					$\Delta_c = 152°$
		E	e	04 36					
		Bacău							
		E	e	14 04 30					$\Delta_c = 149°{,}6$
		N	e	04 34					
		Focşani							
		N E	e	14 04 33					$\Delta_c = 149°{,}1$
		Iaşi							
		Ne Ee	PKP	14 04 20					$\Delta_c = 148°{,}3$
121	22	Bucureşti							
		Z	PKP	17 52 08					Ag. mi. Insulele Tonga 22°,8 S; 176°,1 V $h = 35$ km $H = 17\ 32\ 21°6$ (USCGS) $M = 6^1/_2 - 6^3/_4$ (Pasadena) $\Delta_c = 151°{,}2$
		N	e	52 16					
		E	e	52 26					
		N E	L	18 43					

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
		Cîmpulung							
		Ne Ee	PKP	$17^h\ 52^m\ 26^s$					$\Delta_c = 152°,7$
		Bacău							
		Ne Ee	PKP	17 52 24					$\Delta_c = 150°$
		Focaşni							
		Ne Ee	PKP	17 52 24					$\Delta_c = 150°,1$
		Iaşi							
		Ne	PKP	17 52 11					$\Delta_c = 149°,2$
		Ee	PKP	52 13					
122	23	Bucureşti							
		Zi	P_n	02 47 13		—			Puternic
		Ni Ei	P_n	47 14			—	—	Date insuficiente în
		Ei	S_n	48 44				—	BCIS ($\Delta_c = 8°,1$)
		Ei	S*	49 05				+	
		Ei	S_g	49 28				+	
		Cîmpulung							
		Ne	P_n	02 47 28					
		Ee	P_n	47 29					
		Bacău							
		Ne Ee	P_n	02 47 43					
		Focşani							
		Ee	P_n	02 47 34					
		Ne	P_n	47 36					
		Iaşi							
		Ne	P_n	02 47 46					
		Ee	P_n	47 50					
123	25	Bucureşti							
		Z	e	13 14 08					Ag. mi.
		N	e	14 16					Insulele Dodecanese
		E	S	14 54					37°,0 N; 26°,9 E
									$H = 13\ 11\ 42$
									(BCIS)
									$M = 5$ (Atena)
									$\Delta_c = 7°,4$
124	26	Bucureşti							
		Z E	e	21 11 53					Ag. mi. slab
		N	e	12 13					R. S. F. Iugoslavia
									42°,7 N; 19°,9 E
									$H = 21\ 09\ 00$
									(BCIS)
									$\Delta_c = 4°,7$

MAI 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
125	27	București							
		Ne E	M	$08^h\ 07^m\ 00^s$					Hondo 41°,0 N; 142°,1 E $h = 156$ km $H = 07\ 18\ 12{,}2$ (USCGS și BCIS) $M = 5^3/_4$ (Moscova) $\Delta_c = 77°{,}2$
126	28	București							
		N	e	14 43 13					Slab
		E	e	43 25					Date insuficiente în BCIS
127	29	București							
		N	e	10 59 07					Etiopia
		E	e	59 09					10°,6 N; 39°,4 E $h = 25$ km $H = 10\ 52\ 01{,}2$ (USCGS și BCIS) $M = 5^1/_2$ (Moscova) $\Delta_c = 35°{,}2$
		Iași							
		N E	e	10 59 27					$\Delta_c = 37°$
128	29	București							
		Ne	P	19 31 09					Ag. mi.
		Ee	P	31 11					Etiopia 10°,4 N; 40°,0 E $h = 52$ km $H = 19\ 26\ 05{,}5$ $M = 5{,}0$ (Moscova) $\Delta_c = 35°{,}8$
129	30	București							
		E	e	08 02 34 02 35					Ag. mi. slab Turcia $H = 07\ 59\ 09$ (BCIS) Date insuficiente în BCIS
130	31	București							
		Z N E	L	15 08 00					Ag. mi. slab Insulele Kurile 48°,9 N; 154°,5 E $h = 50$ km $H = 14\ 39\ 20{,}4$ (USCGS și BCIS) $\Delta_c = 77°$

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
131	1	Bucureşti							
		N E	L	$16^h\ 37^m\ 55^s$					Slab Sudul Turciei 37°,9 N ; 36°,8 E h = 60 km cca. H = 16 31 43,8 (USCGS) Δ_e = 10°5
132	1	Bucureşti							
		Ne Ee	P	23 36 24			—	+	Etiopia
		N E	P_m	36 36	6 ;5		3,7	2,0	10°3 N ; 39°9 E
		N	e	37 11					H = 23 29 21
		E	e	37 16					(BCIS)
		Ne	S	42 09					Δ_e = 36,1
		Ee	S	42 10					M_{PH} = 6,25
		N	e	44 47					
		Ee	SS	45 12					
		E	SS_m	45 33	5,0			+8,6	
		E	i	45 55					
		N	i	46 33					
		N E	M	51 40	14 ; 12,5		43,9	42,5	
		Cîmpulung							
		Ne	P	23 36 37					Foarte slab
		E	e	36 44					Δ_e = 37°,2,
		Bacău							
		Ne Ee	P	23 36 56					Foarte slab Δ_e = 37°,9
		Focşani							
		Ne	P	23 36 48					
		Ee	P	36 51					Foarte slab
		N	e	36 54					Δ_e = 37°,0
		Iaşi							
		Ne	P	23 36 37			—		Δ_e = 38°,3
		Ee	P	36 39				—	
		N	e	36 50					
		Ne	S	42 42					
		Ee	S	42 44					
		Ee	SS	45 44					
133	2	Bucureşti							Etiopia
		Ee	P	04 58 16					10°,3 N ; 39°,9 E
		Ne	P	58 18				+	H = 04 51 14
		N E	P_m	58 27	6 ;9		2,1	3,4	Replică
		Ee	S	05 04 01				+	(BCIS)
		Ne	S	04 02			—		Δ_e = 36°,1
		N	S_m	04 18	10,4		9,9		M_{PH} = 6,09
		E	S_m	04 22	10,0			6,3	M_{SH} = 6,11
		E	i	05 16				—	
		E	i	06 58				—	

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Cîmpulung							
		Ne	P	$04^h\ 58^m\ 27^s$					$\Delta_c = 37°,2$
		E	e	58 33					
		Bacău							
		Ee	P	04 58 40				+	$\Delta_c = 37°,9$
		Ne	P	58 42			+		
		Focşani							
		Ee	P	04 58 39					$\Delta_c = 37°,0$
		Ne	P	58 40					
		Iaşi							
		Ne	P	04 58 34			+		$\Delta_c = 38°,3$
		Ee	P	58 35				−	
134	2	Bucureşti							
		N	e	07 11 32					Etiopia
		N E	e	15 40					10°,0 N; 40°,0 E
		E	e	20 42					$h = 33$ km cca.
		Ee	L	24 30					$H = 07\ 02\ 49,9$
		N	M	26 06					Replică (USCGS)
									$\Delta_c = 36°,4$
135	3	Bucureşti							
		Ze	P	01 25 27					Coasta de E a Kamciatcăi
		Ne	L	51					56°,3 N; 164°,8 E
		Z	M	02 03					$h = 29$ km cca.
									$H = 01\ 13\ 25,4$ (USCGS)
									$\Delta_c = 73°,5$
		Iaşi							
		N	e	01 25 11					$\Delta_c = 70°,5$
		E	e	25 20					
136	3	Bucureşti							
		N	e	06 18 34					Turcia
		N E	e	19 16					39°,0 N; 32°,2 E
		Ze	S*	19 20					$h = 45$ km cca.
		E	e	19 31					$H = 06\ 16\ 16,7$
		Ne	L	19 50					(USCGS şi BCIS)
		E	M	20 50	6,5			4,6	$\Delta_c = 6°,3$
		N	M	20 54	7		4,0		IA — înscris foarte slab
									$M_{MH} = 5,06$

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
137	3	**Bucureşti**							
		Zi	P	$15^h\ 30^m\ 20^s$		−			Etiopia
		Ne	P	30 22			+		9°,8 N; 39°,6 E
		Ze Ne	PP	31 50					h = 33 km cca.
		E	e	33 08					H = 15 23 15,8
		E	e	36 12					(USCGS)
		Ze	S	36 21		+			Δ_c = 37°,2
		Ee	L	46 16					
			F	16 03					
		Focşani							
		N E	e	15 30 40					Δ_c = 37°,4
		Iaşi							
		Ne Ee	P	15 30 46			−	−	Δ_c = 38°,8
138	4	**Bucureşti**							
		Zi	P	07 41 10		−			Tibet
		Ne Ei	P	41 11				+	34°,1 N; 82°,0 E
		N E	P_m	41 15	6,0			8,3	h = 32 km cca.
		Ze	PP	42 53			+		H = 07 33 06,0
		Ei	PP	42 55					(USCGS)
		E	PP_m	43 02	6,0			7,3	Δ_c = 43°,6
		N	PP_m	43 07	5,0		4,6		M_{PH} = 7,14
		Ni	S	47 44			−		M_{SH} = 7,05
		Zi	S	47 46					
		Ee	S	47 49					
		N E	S_m	47 50	8,6		9,2	7,1	
		Ee	SS	50 38				−	
		E	L	54					
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	07 41 17			+	−	Δ_c = 44°,3
		E	e	41 39					
		E	e	43 01					
		N	e	43 08					
		Focşani							
		Ee	P	07 41 10				+	Δ_c = 42°,7
		Ne	P	41 12			−		
		Ne Ee	S	47 36					
		E	e	48 17					
		Ee	SS	50 30					
		N	e	50 51					

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
139	5	Bucureşti							
		Ne	L	$03^h\ 41^m\ 30^s$					Foarte slab
		N	M	48 40					Sudul Iranului
									27°,9 N; 55°,1 E
									$h = 30$ km cca.
									$H = 03\ 30\ 56{,}0$ (USCGS)
									$\Delta_c = 28°{,}4$
140	7	Bucureşti							
		Zi	P	14 25 29		+			Regiunea Insulei
		Ne	P	25 30			+		Ascension
		Ee	P	25 31				+	5°,4 S; 11°,6 V
		N E	P_m	25 37	5;4,4		1,4	1,7	$h = 17$ km cca.
		Ne	PP	27 56					$H = 14\ 15\ 18{,}9$ (USCGS)
		Ee	PP	27 58					
		Ne Ee	S	33 44	8;7		−3,9	+2,7	$\Delta_c = 60°{,}2$
		N	PS	34 19					$M_{PH} = 6{,}38$
		Ee	SS	37 49					$M_{SH} = 6{,}16$
		Cîmpulung							
		Ne	P	14 25 30					Foarte slab
		E	e	25 37					$\Delta_c = 59°{,}7$
		Iaşi							
		Ee	P	14 25 44				−	$\Delta_c = 62°{,}9$
		Ne	P	25 47			+		
		N	e	28 12					BA — înscris foarte
		E	e	28 22					slab
141	9	Bucureşti							
		Ze	P	09 41 04		+			Marea Caspică
		Ne	S	44 20					41°,0 N; 50° ,3/4 E
		E	e	44 30					$h = 50$ km cca.
									$H = 09\ 36\ 50$ (BCIS)
									$\Delta_c = 18°{,}4$
		Iaşi							
		Ne	P	09 40 54			−		$\Delta_c = 17°{,}7$
		Ee	P	40 56				−	BA — înscris foarte
		Ne Ee	S	44 13			−	−	slab
142	9	Bucureşti							
		N	e	18 50 44					
		Ne	S	51 07					
		Ee	S	51 08					
		Ne Ee	L	51 19					
		N	M	51 32	8,0		1,4		
		E	M	51 41	6,5			2,0	

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
143	10	**Bucureşti**							
		Z	e	$09^h34^m12^s$					Foarte slab
		Z	F	38					Depărtat Mexic?
144	10	**Bucureşti**							
		Ze	PKP	20 51 39		−			Slab
		E	e	54 18					Regiunea insulelor Pagua
		N	e	54 32					24°,2 S; 112°,1 V
		Ee	(S)	21 04 48					$h = 47$ km
			F	22					$H = 20\ 31\ 50{,}9$ (USCGS)
									$\Delta_c = 140°{,}5$
145	11	**Bucureşti**							
		Zi	P	05 16 16		+			Sudul Iranului
		Ne Ee	P	16 18			+	−	27°,9 N; 54°,5 E
		E	e	16 28				−	$H = 05\ 10\ 23$ (BCIS)
		Ei	PP	18 54				+	
		Ei	S	21 38				+	$\Delta_c = 28°{,}0$
		Ni	S	21 40			−		$M_{SH} = 6{,}82$
		N E	S_m	21 45	8; 8,5		46,4	82,9	
		N	i	22 12			+		
		E	i	22 17				−	
		E	m	22 21					
		N	i	23 23			−		
		Ei	SS	23 46				−	
		N E	L	27 26					
		Cîmpulung							
		Ne	P	05 16 33			+		$\Delta_c = 30°{,}2$
		Ee	P	16 35				−	
		N	e	17 45					
		E	e	18 28					
		Ee	(S)	21 25					
		N E	e	21 59					
		Bacău							
		E	P	05 16 22					$\Delta_c = 28°{,}6$
		N	e	16 29					
		Bacău							
		N	e	05 16 35					
		E	e	17 38					
		Ee	S	21 48					
		N	e	22 30					

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Focşani							
		Ee	P	$05^h16^m26^s$					$\Delta_c = 28°,0$
		N	e	16 30					
		N E	e	16 56					
		E	e	21 16				+	
		Iaşi							
		Ee	P	05 16 21				−	$\Delta_c = 28°,5$
		Ne	P	16 23			−		
		N	e	16 35					
		Ei	PP	17 03				−	
		Ne	PP	17 04			−		
		E	e	17 15				+	
		Ne	PPP	17 48			+		
		Ni	S	21 37			+		
		Ei	S	21 39					
		N	e	22 21			−		
146	11	Bucureşti							
		Ee	P	12 37 20	4,4			+1,3	Sudul Iranului
		Ne	P	37 21	4,2		−0,9		28°,2 N; 54°,2 E
		N	e	38 35			−		$h = 36$ km cca.
		E	e	38 37				−	$H = 12\ 31\ 26,8$
		N	e	39 50			−		(USCGS)
		Ne	S	42 04			−		$\Delta_c = 27°,9$
		E	i	42 30				−	$M_{PH} = 5,85$
		N	e	42 32					
			F	13 14					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	12 37 23			−	−	$\Delta_c = 28°,4$
		E	e	37 55					
		N	e	42 35					
147	11	Bucureşti							
		N	e	14 03 18					Sudul Iranului
		N E	e	04 16					27°,8 N; 54°,6 E
		Ne	S	08 39					$h = 34$ km cca.
		Ee	S	08 40					$H = 13\ 57\ 58,3$
									(USCGS)
									$\Delta_c = 28°,2$
		Iaşi							
		Ne Ee	P	14 03 56			−	−	$\Delta_c = 28°,7$
		N E	e	04 36					
148	11	Bucureşti							
		Ne Ee	P	17 06 40,5	1,2;				România-Vrancea
		Ne Ee	S	06 59,5	1,5		+80,6	+39,0	46°,0 N; 27°,0 E
									$h = 150$ km cca.
									$H = 17\ 06\ 15$
									(BCIS)
									$M_{SH} = 4,52$

IUNIE 1961

Nr.	Date	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Cîmpulung							
		Ee	P	$17^h06^m39,4^s$					$M_{SH} = 4,72$
		Ne	P	16 39,8					
		Ne Ee	S	06 58,0	0,4 ; 0,4		−29,3	+18,9	
		Bacău							
		Ne	P	17 06 35,9					$M_{SH} = 4,79$
		E	e	06 37,3					
		N	e	06 37,9					
		E	e	06 42,1					
		N	e	06 42,7					
		Ne Ee	S	06 55,1	0,3 ; 0,3		46,3	40,1	
		Focşani							
		S−P = 16,6							Lipseşte marca de
		S− i_1 = 13,6			0,3 ; 0,3		212,8	226,7	timp
		S− i_2 = 11,2							$M_{SH} = 5,0$
		S− i_3 = 8,2							
		Iaşi Ee	P	17 06 45,6					$M_{SH} = 4,49$
		Ne	P	06 45,9					
		Ne Ee	S	07 09,1	0,4 ; 0,4		34,0	36,0	
149	13	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	21 57 27		−			Regiunea Insulelor
		Ne	PKP_2	57 32			+		Tonga
		Ze	$pPKP_1$	58 20		−			21°,5 S ; 176°,4 V
		E	e	58 43					h = 146 km cca.
		Z	e	59 14					H = 21 37 55,0 (USCGS)
									$\Delta_c = 150°,5$
		Bacău							
		E	PKP_1	21 57 30					$\Delta_c = 148°,6$
		Ne	PKP_1	57 32					
		Focşani							
		Ne Ee	PKP_1	21 57 43					$\Delta_c = 149°,1$
		Iaşi							
		Ne Ee	PKP_1	21 57 28		+	+		$\Delta_c = 147°,8$
		E	e	58 21					
150	14	Bucureşti							Sudul Iranului
		N	e	00 41 46					27°,9 N ; 55°,0 E
		E	e	42 30					h = 36 km cca.
									H = 00 24 27,3 (USCGS)
									$\Delta_c = 28°,4$

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
151	14	Bucureşti							
		E	e	$01^h00^m02^s$					Nordul Birmaniei 24°,5 N; 94°,8 E $h = 62$ km cca. $H = 00\ 41\ 13{,}0$ (USCGS) $\Delta_c = 31°{,}8$
152	14	Bucureşti							
		Ze	P_n	03 14 49					R. S. F. Iugoslavia 41°,9 N; 22°,8 E $H = 03\ 13{,}7$ (BCIS) $\Delta_c = 3°{,}5$
		Ne	P_n	14 52					
		Ne Ee	P_g	14 56					
		N	e	15 04,5					
		Ze	S*	15 30					
		Ne	S*	15 32			−		
		E	S_g	15 35				+	
		N	M	16 33	4,8		3,1		
		E	M	16 41	4,4			6,3	
153	14	Bucureşti							
		N E	Urme	08 21 — 08 26					Mediterana — SV insulei Creta 34°,8 N; 23°,6 E $h = 58$ km cca. $H = 08\ 15\ 34{,}9$ (USCGS) $\Delta_c = 9°{,}8$
154	14	Bucureşti							
		Zi	P	20 39 20		+			Etiopia
		Ne Ee	P	39 23				−	10° 3/4 N; 40° E
		N E	P_m	39 28	5,4;		1,3	0,8	Replică
		Zi Ee	PP	40 47	4,8	−			$H = 20\ 32{,}3$ (BCIS)
		Ne	PP	40 48					
		N	e	41 20					$\Delta_c = 37°{,}9$
		Ee	S	45 13				−	
		Z		45 18		−			$M_{PH} = 5{,}84$
		Ne Ee	SS	48 24					
		N	M	54					
			F	21 09					
		Iaşi							
		Ne	P	20 39 40			−		$\Delta_c = 37°{,}9$
		Ee	P	39 41				−	
155	15	Bucureşti							
		Ne Ee	S	06 31 48					Foarte slab Sudul Iranului 27°,8 N; 54°,8 E $h = 35$ km cca. $H = 06\ 21\ 35{,}6$ (USCGS) $\Delta_c = 28°{,}3$

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
156	15	Bucureşti							
		Zi	P	$23^h36^m39^s$		+			Insulele Kurile
		E	e	37 07					45°,9 N ; 151°,2 E
		Z	e	37 30					h = 36 km cca.
		Ee	S	47 12				+	H = 23 24 43,8
		N E	M	00 14					(USCGS)
									Δ_c = 77°,5
		Cîmpulung							
		Ne	P	23 36 44					Foarte slab
		Ee	P	36 46					Δ_c = 77°,2
		Focşani							
		Ne Ee	P	23 36 50					Δ_c = 76°,0
		Iaşi							
		Ne	P	23 36 24			—		Δ_c = 74°,6
		Ee	P	36 25				—	
		N	e	37 37					
		Ne	(S)	47 18					
157	16	Bucureşti							
		Z	e	07 29 02					Coasta de sud a statului Chile
		N	e	29 22					41°,3 S ; 74°,5 V
									h = 17 km cca.
									H = 07 08 16,5
									(USCGS)
158	16	Bucureşti							
		Zi	P	10 44 49		—			Partea de NE a Co-
		Ne Ee	P	44 52				—	lumbiei
		Ze	pP	45 19		—			8°,9 N ; 73°,4 V
		Ne Ee	pP	45 22				+	h = 120 km cca.
		N	e	46 07					H = 10 31 56,2
		Ee	PP	49 14					(USCGS)
		N	e	55 33					Δ_c = 90°,5
		Ee	S	55 38				—	
		Z	e	55 52		—			
		E	e	56 24					
		Focşani							
		E	e	10 45 28					Δ_c = 90°,9
		Ne Ee	S	55 50					
		Iaşi							
		Ee	P	10 44 51				—	Δ_c = 90°,8
		Ne	P	44 53			—		BA — înscris foarte
		E	e	45 47					slab

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
159	16	Bucureşti							
		Ee	L	$15^h04^m17^s$					Insulele Dodecanez
		Ne	L	04 33					35°,1 N ; 27°,5 E
		Ze	L	04 42					h = 38 km cca.
		N	M	06 28					H = 14 59 48,3 (USCGS)
									Δ_c = 9°,3
									FO = înscris foarte slab
160	17	Bucureşti							
		N	e	08 18 00					Slab
									Sudul Iranului
									27°,9 N ; 55°,0 E
									h = 38 km cca.
									H = 08 05 53,0 (USCGS)
									Δ_c = 28°,4
161	17	Bucureşti							
		N	M	16 02—03					Frontiera Mexic-Guatemala
		E	M	08—09					14°,2 N ; 92°,0 V
									h = 85 km cca.
									H = 15 07 33,7 (USCGS)
									Δ_c = 98°,9
162	19	Bucureşti							
		N	Urme	08 25—32					Vecinătatea coastei de E a insulei Hondo (Japonia)
									39°,6 N ; 142°,9 E
									h = 39 km cca.
									H = 07 59 41,1 (USCGS)
									Δ_c = 78°,6
163	19	Bucureşti							
		Zi	P	17 11 07					Slab
		Ne	S	17 42					Hindu-Kuş
									36°,5 N ; 70°,5 E
									h = 220 km
									H = 17 04 36 (BCIS)
									Δ_c = 34°,3
		Iaşi							
		Ne Ee	P	17 10 59					Δ_c = 33°,2
		E	e	12 17					CL — înscris
		N	e	12 39					foarte slab

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observații
164	20	București							
		Ne	(S)	$03^h34^m18^s$					Golful Aden
		N	e	37 06					12°,2 N ; 44°,2 E
		N	L	41 24					$h = 33$ km cca.
			F	04 00					$H = 03\ 21\ 34{,}3$ (USCGS)
									$\Delta_c = 35°{,}7$
165	21	București							
		N	e	09 33 15					Mediterana orientală
		E	M	34 08	8,0			3,5	Date discordante
		N	M	34 34	8,0		4,3		(BCIS)
166	21	București							
		Zi	P_n	16 06 22					Slab
		N	e	06 28					Vestul Turciei
		Zi	P_g	06 54					37°,8 N ; 29°,1 E
		Ne	S_n	07 32					$H = 16\ 04\ 42$ (BCIS)
									$\Delta_c = 7°{,}2$
		Iași							
		Ne Ee	P	20 38 08					Vecinătatea Coastei de N a Javei
									7°,6 S ; 110°,0 E
									$h = 163$ km cca.
									$H = 20\ 25\ 00{,}9$ (USCGS)
									$\Delta_c = 90°{,}5$
									BU, BA — înscris slab
167	22	București							
		Ee	L	04 24 56					Foarte slab
		Ze Ne	L	25 07					Vestul Turciei
			F	31					Replică a cutremurului din 21 iunie
									$H = 04\ 21{,}6$ (BCIS)
									$\Delta_c = 7°{,}2$
168	23	București							
		Ze Ee	S	05 37 57	1,4	+		+2,4	România-Vrancea
		Ne	S	37 57,2	1,2		+6,2		$h \geqslant 100$ km
									$M_{SH} = 3{,}45$
		Cîmpulung							
		Ee	S	05 37 56,3	0,5			1,2	$M_{SH} = 3{,}33$
		Ne	S	37 56,5	0,5		1,4		

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observații
		Iași							
		Ne	P	$05^h37^m44,8^s$					$M_{SH} = 3,38$
		Ee	S	38 07,6	0,6			3,5	
		Ne	S	38 07,8	0,4		1,5		
		Focșani	Însc.		0,3 ; 0,4		4,6	3,5	Lipsește marca de timp $M_{SH} = 3,12$
		Bacău	Însc.		0,3 ; 0,3		2,3	0,9	Foarte slab $M_{SH} = 3,37$
169	23	București							
		N	e	09 21 02					
		N E	L	33					Slab Oregon 44°,1 N ; 128°,9 V $h = 56$ km $H = 08\ 55\ 55,2$ (USCGS) $\Delta_e = 88°,7$
170	23	București							
		Ee	(S)	16 47 38					Sudul Iranului 27°,6 N ; 55°,1 E $h = 32$ km cca. $H = 16\ 36\ 22,8$ (USCGS) $\Delta_e = 28°,6$
		N	e	47 50					
		N E	L	53					
			F	18 04					
		Iași							
		E (e)	P	16 42 43					
		N	e	43 06					$\Delta_e = 29°,1$
		N	e	44 45					
171	24	București							
		Ze	P	09 47 32					Sumatra 4°,0 N ; 97°,5 E $h = 135$ km cca. $H = 09\ 36\ 05,6$ (USCGS) $\Delta_e = 74°,0$
172	25	București							
		Ee	S	17 10 19				+	La Nord de Insulele Mariane 21°,8 N ; 143°,5 E $h = 33$ km cca. $H = 16\ 46\ 38,6$ (USCGS) $\Delta_e = 92°,6$
		Ne	S	10 20					
		N E	M	37					
		N	M	43					
		Iași							
		E (e)	P	16 59 46					$\Delta_e = 90°,2$

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
173	26	Bucureşti							
		Ze Ee	L	$09^h16^m05^s$					Slab
		Ne Ee	L	16 18					R. F. S. Iugoslavia
		Ze	L	16 24					Către 45° 3/4 N; 20°,0 E
			F	22					H = 09 15,0 (BCIS)
									$\Delta_c = 4°,4$
174	26	Bucureşti							
		Zi	P	14 59 33		+			Aleutine
		Ne	P	59 36					52°,2 N; 174°,7 E
		Z	e	15 00 15					h = 40 km cca.
		Z	e	02 34					H = 14 47 27,3
		Ee	S	09 39	5,6			+1,4	(USCGS)
		N	m	09 50				+	$\Delta_c = 79°,7$
		Ee	PS	10 04					$M_{SH} = 5,88$
		N E	M	38 6					
		N	M	40 13					
		Cîmpulung							
		Ne	P	14 59 36					Lipseşte corecţia de timp
		Ee	S	15 09 40					$\Delta_c = 82°,5$
		Iaşi							
		Ne Ee	P	14 59 18					$\Delta_c = 76°,7$
		Ne	S	15 09 08					
		Ee	S	09 10					
175	27	Bucureşti							
		Zi	P	07 13 49		+			R. P. Chineză
		Ne	P	13 50					28°,0 N; 99°,4 E
		E	e	13 53					h = 33 km cca.
		Z	e	14 58					H = 07 03 42,2
		Ne	PPP	18 40					(USCGS)
		E	e	21 08					$\Delta_c = 59°,4$
		N	i	23 34					$M_{SH} = 5,96$
		Ee	S	23 44	8,0			+2,9	
		Ne	S	23 46	10,0		+2,4		
		Ee	PS	24 09				—	
		N	e	24 15			—		
		N	L	38					
		N E	M	44					
		Iaşi							
		Ne	P	07 13 39					$\Delta_c = 57°,9$
		Ee	P	13 40					
		Ee	S	23 32					BA — înscris foarte slab

IUNIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
176	29	Bucureşti							
		Ze	P	$09^h41^m46^s$		+			Noile Hebride
		E	e	41 53					13°,9 S ; 166°,0 E
									h = 37 km cca.
									H = 09 22 55,8 (USCGS)
									Δ_c = 134°,4
									IA — înscris
177	29	Bucureşti							
		Zi	P	18 09 26		+			România-Vrancea
		N	e	09 27,2					$h \geqslant 100$ km
		Ni Ei	S	09 46,5	1,2 ; 1,6		−120,9	40,8	M_{SH} = 4,71
		Cîmpulung							
		Ee	P	18 09 26,7					M_{SH}= 4,69
		Ne	P	09 26,9					
		Ne Ee	S	09 44,9	0,5 ; 0,4		31,4	18,9	
		Bacău							
		Ne Ee	P	18 09 25,3				+	M_{SH} = 4,48
		Ee	S	09 43,4	0,4			26,6	
		Ne	S	09 43,9	0,4		+34,6		
		Focşani							
		Ne Ee	P	18 09 18,5					M_{SH} = 4,76
		N	e	09 21,0					
		E	i	09 21,3					
		Ni	S	09 34,5	0,3		150,4		
		Ee	S	09 34,8	0,3			111,0	
		Iaşi							
		Ne Ee	P	18 09 32,0			+	+	M_{SH} = 4,59
		Ee	S	09 54,7	0,4			−28,3	
		Ne	S	09 55,0	0,4		+55,6		
178	29	**Bucureşti**							
		N E	L	22 25					Foarte slab
									Severnaia Zemlia
									85°,0 N ; 97°,8 E
									h = 33 km cca.
									H = 22 01 24,1 (USCGS)
179	30	Bucureşti							
		N	L	05 11 12					Foarte slab
									Sudul Cretei
									34° 3/4 N ; 26° 1/4 E
									H = 05 05 20 (BCIS)
									Δ_c = 9°,9

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
180	1	Bucureşti							
		Z N	e	$10^h\,32^m\,18^s$					Slab Grecia
		Z	i	32 29					33°,4 N; 21° E
		Z	e	32 47					$H = 10\ 28\ 24$
									(BCIS)
									$\Delta_c = 11°,2$
									IA înscris foarte slab
181	6	Bucureşti							
		Z		05 43—05 45					Urme
									Lipsă date BCIS
182	6	Bucureşti							
		Z N E		20 18—20 22					Urme
									Lipsă date BCIS
183	6	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	22 28 54		+			Ins. Loyauté
		Ne Ee	PKP_1	28 56			+		20°,6 S; 169°,4 E
		Z	i	29 34					$h = 27$ km cca.
		Z	i	30 10					$H = 22\ 09\ 29,4$
		Z N E	e	32 03					(USCGS)
		Ze	PKS	32 48					$\Delta_c = 141°,2$
		Ne Ee	PKS	32 50					BA, CL, înscris
		Z	e	36 36					
		E	i	36 37					
		Z N E	L	23 18					
		Iaşi							
		Ne	PKP_2	22 28 58					$\Delta_c = 140°,7$
		Ee	PKP_2	28 59					
		N	e	30 03					
		N	e	32 33					
184	7	Bucureşti							
		Ni Ee	PP	13 30 43					Noua Britanie
		Ee	e	41 43					5°,7 S; 149°,7 E
									$h = 57$ km
									$H = 13\ 10\ 43,8$
									(USCGS)
									$\Delta_c = 117°$
									BA, FO înscris
185	7	Bucureşti							
		N E		20 36—20 43					Urme
									Lipsă date BCIS
186	7	Bucureşti							
		N E		23 42—23 49					Urme
187	8	Bucureşti							
		Z	e	02 57 19					Slab
		E	e	57 27					Ins. Loyauté
		Z	i	57 48					20°,2 S; 168°,7 E
		Z N	e	58 29					$H = 03\ 35\ 20,5$
		Z N E	L	03 19					(USCGS)
									$\Delta_c = 140°,7$
									FO înscris

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
188	8	Bucureşti							
		Ne Ee	S_n	$10^h\ 25^m\ 34^s$					Slab
		Z	e	25 42					Ins. Corfu
		Ze Ee	S_g	26 11					39° 1/2 N ; 19° 3/4 E
									H = 10 22,6
									(BCIS)
									Δ_c = 6°,8
									FO, IA, înscris
189	8	Bucureşti							
		Ze	PKP_1	15 53 38					Ins. Loyauté
		N	e	43 33					20°,1 S ; 168°,7 E
		N E	e	56 16					H = 15 34 37,4
		E	e	56 43					Δ_c = 140°,7
		Z	e	56 47					CL, IA, înscris
		Ze Ee	PP	57 06					
		N E	e	16 03 18					
		N	L	04					
		E	L	56					
		Focşani							
		E	e	15 57 42					Δ_c = 139°,7
		N	e	58 30					
		E	e	58 41					
190	8	Bucureşti							
		N	e	22 11 07					Urme
		Z	e	11 25					Date insuficiente
									BCIS
191	9	Bucureşti							
		Ne	P	08 11 91					Iran
		Z	e	12 36					29° N ; 54°,7 E
		Z	e	14 32					H = 08 05 45,9
		Z N E	e	17 12					Δ_c = 27°,7
		Ee	SS	17 27					FO, IA, înscris
192	10	Bucureşti							
		Z	i_1	11 46 58					Explozie
		Z	i_2	77 10					Lipsă date
									(BCIS)
193		Bucureşti							
		E	i	14 20 07					Urme
		E	e	20 22					Lipsă date BCIS
		Z	i	20 33					
194	11	Bucureşti							
		Zi	P	09 42 45					Ins. Nicobare
		E E	e	42 46					8° M ; 93°, 1E
		N	e	42 48					H = 09 31 42,6
		Z	e	43 32					Δ_c = 68°
		N E	e	44 45					CL, BA, înscris
		Z	i	50 07					
		Ne Ee	S	51 30					
		N E	e	55 32					
			F	11 02					

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Focşani							
		Ee	P	$09^h\ 42^m\ 41^s$					$\Delta_c = 67{,}5$
		N	PP	45 05					
		N	e	46 02					
		E	e	53 59					
		Iaşi							
		Ee	P	09 42 43					$\Delta_c = 67°{,}4$
		Ne	P	42 44					
		E	e	50 37					
195	12	Bucureşti							
		Ze	P*	02 50 29					Grecia
		N	e	50 49					39°,1 N ; 23°,4 E
		Ze	S_n	51 12					$H = 02\ 48\ 48$
		E	i	51 21					(USCGS)
		Z E	i	51 29					$\Delta_c = 5°{,}7$
		Ne	S_g	51 54					
		Cîmpulung							
		N	e	02 02 05					$\Delta_c = 6°{,}4$
		Ee	S_g	52 09					
		Bacău							
		Ne	S*	02 52 42					$\Delta_c = 7°{,}9$
		N	e	52 55					
		N	e	53 26					
		Focşani							
		N	e	02 52 20					$\Delta_c = 7°{,}2$
		N	e	52 41					
		E	e	52 44					
		Iaşi							
		N	e	02 53 13					$\Delta_c = 8°{,}7$
		N	e	53 23					
		N	e	53 45					
196	14	Bucureşti							
		E	e	02 21 25					Ag. mi. puternică
		N	e	21 53					Urme
		E	e	22 28					Lipsă date BCIS
197	15	Bucureşti							
		Ne	S*	21 29 50					Albania
		Z	e	30 24					$41° {}^1/_2$ N ; $19° {}^3/_4$ E
		E	e	30 28					$H = 21\ 27\ 08$
		N	M	31 30					(BCIS)
		E	M	31 43					$\Delta_c = 5{,}5$
198	15	Bucureşti							
		Z N E		22 11—22 15					Urme. Lipsă date BCIS
199	16	Bucureşti							
		Ne	P_n	12 21 22					Slab
		Ze Ee	P_n	21 23					M. Egee
		Z	e	22 10					$H = 10\ 19{,}3$
		N E	e	12 22 12					Date insuficiente BCIS
		E	e	23 31					IA, înscris

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudine Z μ	Amplitudine N μ	Amplitudine E μ	Observaţii
200	16	Bucureşti							
		Zi	PKP_1	$14^h\ 21^m\ 12^s$					Ag. mi.
		N	e	21 27					Ins. Loyauté
		Z	i	21 34					23° S ; 171°,4 E
		Z	i	22 08					H = 14 01 38,8 (USCGS)
									Δ_c = 144°,7
									IA, înscris
201	17	Bucureşti							
		Ze	P	16 32 29					Ins. Hondo
		Z	i	32 38					35°,8 N ; 141°,3 E
		N	E	32 40					H = 16 20 19,1 (USCGS)
		Z	e	33 29					
		N	e	42 40					Δ_c = 81°,1
		E	e	42 52					
		E	M	17 11 46					
		N	M	11 58					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	16 32 09					Δ_c = 78°
		N	e	32 26					
		E	e	32 30					
202	18	Bucureşti							
		Zi	P	14 15 46					Ins. Riu-Kiu
		Ne Ee	P	15 48					29°,4 N ; 131°,6 E
		Z	e	18 40					H = 14 03 36,5 (USCGS)
		E	i	18 41					Δ_c = 80°,1
		Cîmpulung							
		Ne	P	14 15 50					Δ_c = 80°,3
		N	e	16 20					
		Ne Ee	e	25 50					
		Bacău							
		Ne Ee	P	14 15 37					Δ_c = 81°,9
		N	e	16 14					
		N E	e	16 30					
		N	e	16 55					
		Focşani							
		Ee	P	14 15 38					Δ_c = 82°,1
		Ne	P	15 39					
		N	e	18 24					
		N E	e	25 50					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	14 15 34					Δ_c = 18°,2
		E	i	15 45					
		E	i	15 52					
		N E	e	18 31					

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
203	18	București							
		N	e	$20^h\ 14^m\ 17^s$					Slab
		Z	e	14 28					Ins. Riu-Kiu
		N	L	20					29°,3 N; 131°,8 E
		E	L	21					H = 19 29 07,5
									(USCGS)
									Δ_c = 80°
204	19	București							
		Z N E		07 20—07 34					Urme
									Ins. Riu-Kiu
									29°,8 N; 131°,7 E
									H = 06 33 18,1
									(USCGS)
									Δ_c = 79°,6
205	19	București							
		N (e)	S_n	10 43 54					Slab Grecia
		Ze	S_n	43 56					36°,3 N; 22°,5 E
		Ei	S_n	43 57				+	H = 10 39 27
		N	i	44 41			+		(BCIS)
		Z	e	44 57					Δ_c = 8°6
		E	i	46 05					
206	19	București							
		Z	e	12 20 54					Ag. mi. slab.
		E	e	20 59					Ins. Riu-Kiu
		N	e	21 08					29°,8 N; 131°5 E
		N	L	50					H = 11 58 43,7
									(USCGS)
									Δ_c = 79°,5
207	19	București							
		Ne Ee	P_n	23 02 56					
		Ni	S_n	04 39			−		M. Ionică
		Ei	S_n	01 40				+	37°,9 N; 20°,2 E
		Ei	S*	05 10				−	H = 23 00 56,7
		Ni	S*	05 12			+		(USCGS)
		Ei	S_g	05 37				+	Δ_c = 8°
		Ni	S_g	05 39			+		
		E	M	06 16					
		N	M	07 43					
		E	M	07 50					
		Cîmpulung							Δ_c = 8°,8
		E	e	23 06 01					
		N	e	06 10					
		E	e	06 29					
		Bacău							Δ_c = 10°
		E	e	23 07 18					
		N	e	07 31					
		E	e	07 44					
		Focșani							
		N	S_g	23 06 13					Δ_c = 9°,5

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudine Z μ	Amplitudine N μ	Amplitudine E μ	Observații
		Iași							
		N	e	$23^h\ 07^m\ 35^s$					$\Delta_c = 10°,3$
		N	e	08 19					
		N	e	08 47					
208	20	București							
		E	e	07 05 56					Urme
		N	e	06 08					Lipsă date BCIS
		E	i	06 26					
209	20	București							
		Ze	P	12 01 51					România
		Ne	P	01 52					
		E	e	01 55					
		Zi Ee	S	02 04					
		Ne	S	02 05					
210	20	București							
		Z	e	14 04 24					Slab
		N	e	05 22					Urme
		Z	e	05 24					Lipsă date BCIS
211	22	București							
		Z	e	06 54 36					Foarte slab
		Z	e	54 59					Urme
		N	e	07 54 22					Lipsă date BCIS
212	23	București							
		Ze	PKP	14 23 05					Slab. Noile
		Z	e	25 47					Hebride
		N	e	26 05					18°,6S ; 168°,2 E
		E	e	26 50					$H = 14\ 03\ 39,8$ (USCGS)
									$\Delta_c = 139°,2$
213	23	București							
		Z	PKP_1	15 49 42					Slab. Noile Hebride
		E	e	52 21					18°,5S ; 168°,2 E
		Z	e	52 32					$H = 15\ 28\ 52,6$ (USCGS)
		E	e	53 24					$\Delta_c = 139°1$
214	23	București							
		Ze	PKP_1	22 10 24					Noile Hebride
		Ne Ee	PKP	10 26					18°,5S ; 168°,3 E
		Z E	i	10 32					$H = 21\ 51\ 07,5$ (USCGS)
		N E	i	13 28					$\Delta_c = 139°,2$
		Cîmpulung							
		Ne Ee	PKP_1	22 10 37					$\Delta_c = 139°,5$
		E	e	13 44					
		E	e	14 08					
		Bacău							
		N (e)	PKP_1	22 10 46					$\Delta_c = 137°,7$
		Ee	PKP_1	10 50					
		E	e	14 05					
		E	e	14 32					

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Pes. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Focşani							
		N	(e)	$22^h\ 10^m\ 26^s$					$\Delta_c = 138°$
		Ee	PKP	10 32					
		E	e	11 17					
		N	e	13 27					
		Iaşi							
		N E	PKP	22 10 28					$\Delta_c = 137°$
		Ne	e	13 25					
		E	e	13 26					
215	24	Bucureşti		23 28—23 34					Urme Lipsă date BCIS
216	26	Bucureşti		09 02—09 05					Urme Lipsă date BCIS
217	27	Bucureşti							
		Z N	P_n	18 38 03					Ag. mi. slab.
		Z	e	39 11					Ins. Creta
		N	e	39 58					34°,9 N; 25°,4 E
		E	S_g	41 12					$H = 18\ 35\ 44{,}2$ (USCGS)
									$\Delta_c = 9°{,}5$
									FO, BA, înscris
218	28	Bucureşti							
		Ze	P	00 19 06					Ecuador
		N E	e	19 10					2°25 S; 77°,1 V
		N	e	19 22					$h = 136$ Km ca
		Ei	PP	23 13					$H = 01\ 05\ 30$ (USCGS)
		Z	e	29 28					
		N E	i	29 31					$\Delta_c = 101°{,}7$
		Ee	S	30 34					FO, înscris
		Z	e	30 46					
		Iaşi							
		Ne Ee	e	01 29 33					$\Delta_c = 101°{,}5$
		N	e	29 47					
		N	S	30 27					
219	28	Bucureşti							
		Ee	P	06 31 20					Noile Hebride
		Ze	P	31 23					18°,7 S; 167°,7 E
		Z	e	32 32					$H = 06\ 11\ 38{,}7$ (USCGS)
		N	e	33 38					$\Delta_c = 139°$
220	28	Bucureşti							
		N	L	19 16 00					Urme
		E	L	11 17					Oc. Pacific
									19°,6 N; 109°,2 V
									$H = 10\ 38\ 13{,}1$ (USCGS)
									$\Delta_c = 104°{,}1$

IULIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
221	28	Bucureşti							
		Ze	P	$15^h\ 31^m\ 36^s$					Slab
		Z	e	34 48					Ins. Hokaido
									43°,6 N ; 146°,1 E.
									$H = 15\ 19\ 40$
									(USCGS)
									$\Delta_e = 77°,3$
									FO, BA, înscris.
		Iaşi							
		N	P	15 31 25					$\Delta_e = 75°,5$
		N	e	31 40					
		E	e	31 47					
222	28	Bucureşti							
		Z	e	19 12 46					Slab
		N	e	13 04					M. Egee
		Z	e	13 20					$H = 19\ 47\ 47$
									Date insuficiente.
									BCIS
									FO, BA, înscris.
223	28	Bucureşti							
		Z	e	20 05 46					M. Egee
		Z	e	06 48					35°,8 N ; 27°,5 E.
		E	e	07 03					$H = 20\ 01\ 48,7$
									(USCGS)
									$\Delta_e = 8°,6$
224	29	Bucureşti							
		Ze	PKP_1	16 47 27					Ins. Tongo
		Z	e	47 40					24°,1 S ; 176°,1 V.
		Z	e	49 17					$H = 16\ 27\ 19$
		N	e	49 34					(USCGS)
									$\Delta_e = 152°,8$
225	30	Bucureşti							
		Z	Pg	16 37 13					M. Egee
		N E	Pg	37 15					39° 1/2 N ; 26° 1/2 E.
		N	e	37 31					$H = 16\ 34,5$
		N	e	37 36					(BCIS)
		Z	Sn	37 58					$\Delta_e = 5°$
									FO, CL, BA, înscris.
		Iaşi							
		N	e	16 47 22					$\Delta_e = 8°$
		E	e	47 25					
		N	e	47 35					
226	31	Bucureşti							
		N E	i	12 58					Explozie locală.

În cursul lunii iulie staţia Focşani a funcţionat fără corecţia de timp.

AUGUST 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
227	1	Bucureşti							
		E	e	$01^h\ 14^m\ 36^s$					Foarte slab
		N	e	14 42					
			F	17					Apropiat
228	1	Bucureşti							
		N	e	06 01 32					Foarte slab
		N E	e	02 16					
		E	e	03 06					Îndepărtat
		E	e	04 01					
		N E	L	45 00					Înscris
229	1	Bucureşti							
		N	e	12 30 03					Foarte slab
		E	e	30 05					
			F	33					Apropiat
230	2	Bucureşti							
		Z N E	urme	02 21 – 02 27					Foarte slab
231	4	Bucureşti							
		E	e	18 31 13					Foarte slab
		N	e						CL, BA
			F						IA înscris
232	4	Bucureşti							
		Ze Ne Ee	P	19 39 21					
		Zi Ni	S	39 37		–	+		Local
		Ei	S	39 38				+	Slab
									Ba înscris
		Cîmpulung							
		Ee	P	19 39 24					
		N	e	39 27					
		Ee	S	39 46					
		Ne	S	39 47					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	19 39 30					
		Ne Ee	S	39 53					
233	4	Bucureşti							
		Zi	P	23 04 51		+			Slab
		Ne	P	04 52					
		N	e	14 46					Îndepărtat
		E	e	14 48					
		N	e	15 04					
		E	e	15 05					
		N E	L	36					
		N E	M	42 30		18 ; 18	5	5	
		Iaşi							
		Ne Ee	P	23 04 36					

AUGUST 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
234	5	Bucureşti							
		N E	e	$19^h\ 41^m\ 43^s$					Foarte slab
		Z	e	41 49					Apropiat
		N	e	42 04					
			F	46					
235	6	Bucureşti							
		Z N E	urme	09 08—09 14					Foarte slab
236	8	Bucureşti							
		Zi	P	12 30 50		—			$\Delta = 83°$
		Ne	P	30 53					
		Ni Ee	S	41 13				+	CL, BA înscris
		Ne	PS	41 57					
		Ee	PS	41 58					
		NE	L	13 01					
		NE	M	08	22	15		9	
		Iaşi							
		Ne	P	12 30 34					($\Delta = 80°$)
		Ee	P	30 35					
		Ne Ee	(S)	40 42					
237	9	Bucureşti							
		Z Ne	urme	16 23	16	32			Foarte slab
238	10	Bucureşti							
		Z N e	urme	02 07	02	15			Foarte slab
239	11	Bucureşti							
		Z N E	urme	01 23	01	34			Unde lungi
240	11	Bucureşti							
		Zi Ni Ei	P	16 03 26		+	—	—	$\Delta = 77°$
		Zi	PP	06 18		+			
		Ze	S	13 12					
		Ni Ee	S	13 13			—		
		Ne	PS	13 37					
		N E	L	35					
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	16 03 27					
		Ne Ee	S	13 44					
		Bacău							
		Ne Ee	P	16 03 24					
		N	e	13 44					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	16 03 11					
		Ne Ne	S	12 41					
		N E	L	34					

AUGUST 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
241	11	Bucureşti							
		Ze	P	$22^h\ 54^m\ 46^s$					Slab
242	11	Bucureşti							
		Ze	P	23 45 42					Slab
		Iaşi							
		Ne Ee	P	23 45 28					
243	12	Bucureşti							
		Z N E	urme	21 17—21 20					Apropiat
244	14	Bucureşti							
		Z N E	urme	19 10—19 16					Foarte slab
245	14	Bucureşti							
		Ne	L	22 54 00					Unde lungi
246	14	Bucureşti							
		Ze	(PP)	23 50 50					Slab
		N E	L	00 42					Îndepărtat
247	15	Bucureşti							
		Ze	P	19 16 24					$\Delta = 80°$
		Ne	P	16 25					
		Ee	P	16 26					
		Ee	S	26 45					
		N E	L	50					
		N E	M	57	16		3	5	
		Iaşi							
		Ne Ee	P	19 16 12					
		Ne	(S)	26 18					
248	16	Bucureşti							
		Z N E	urme	01 03—01 06					Foarte slab
249	16	Bucureşti							
		Z N E	urme	03 03—03 06					Foarte slab
250	16	Bucureşti							
		Z N E	urme	08 55—09 01					Foarte slab
251	17	Bucureşti							
		Ze	P	08 37 23					Apropiat
		Ne	P	37 25					CL BA IA
		Zi Ni	S	37 49					înscris
		Ei	S	37 50					
252	17	Bucureşti							
		Zi	P	21 28 05		—			$\Delta = 74°$
		Ni Ei	P	28 06			+	+	
		Z	i	28 28					
		Zi	pP	28 46		—			BA înscris
		Ne Ei	S	37 38				—	
		Ei	PS	38 04				—	
		Ne	PS	38 05					
		N E	L	22 05 00					

AUGUST 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	$21^h\ 28^m\ 06^s$					Fără Cp
		Ne Ee	PS	38 08					
		Iaşi							
		Ne	P	21 27 49					
		Ee	P	27 50					
253	19	Bucureşti							
		Zi	P	05 22 42					$\Delta = 120°$
		Ee	P	22 43					
		Ne	P	22 45					$h = 600$ km
		Zi	pP	24 58					
		Zi	PKP	27 00					CL, BA înscris
		Ee	SKS	32 21					
		Ne	SKS	32 22					
		Ze Ee	S	35 08					
		Ne	S	35 10					
		N E	M	06 23					
		Iaşi							
		Ee	PKP	05 27 15					
		Ne	PKP	27 19					
		Ee	SKS	32 25					
		Ne	SKS	32 26					
254	20	Bucureşti							
		Z N E	urme	05 24—05 30					Foarte slab
255	21	Bucureşti							
		N E	urme	17 46—17 56					Foarte slab
256	22	Bucureşti							
		N E	urme	09 30—09 34					Foarte slab
257	23	Bucureşti							
		Ze	P	04 19 04					Foarte slab
		Z	e	20 22					
			e	13 31 18					
258	24	Bucureşti							Foarte slab
		N							
		N	e	32 25					
		E	e	32 30					Apropiat
		N	e	32 38					
259	27	Bucureşti							
		Ze	P	02 03 00					Foarte slab
		Z	e	03 35					
		Z	e	04 00					
		Z	e	04 20					

AUGUST 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
260	27	**Bucureşti**							
		Ze	P	$16^h\ 34^m\ 08^s$					Slab
		Ne	P	34 10					Îndepărtat
		Z	e	36 22					CL, BA înscris
		Iaşi							
		Ne	P	16 33 52					
		Ee	P	33 53					
261	27	**Bucureşti**							
		Ze	P	22 10 58					
		Ne	P	11 00					Apropiat
		Z	i	11 14					
		NE	e	11 15					CL, BA înscris
		Z	e	12 54					
		Z	i	13 08					
		E	i	13 28					
		N	e	13 30					
		N E	e	13 50					
		Z	i	14 00					
		Iaşi							
		Ne Ee	P	22 11 38					
262	31	**Bucureşti**							
		Ze	P	02 01 31					Îndepărtat
		Z	e	03 40					
		Z	e	08 00					CL, BA, IA înscris
		Z	e	08 40					
263	31	**Bucureşti**							
		Zi	P	02 10 01					Îndepărtat
		Zi Ni Ei	S	19 40					CL, BA, IA înscris.
		E	i	22 32					

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
264	1	Bucureşti							Ag. mi.
		Ze	P	$00^h\ 24^m\ 06^s$					Insulele Sandwich
		Z	i	28 36		−			
		Zi	PP	28 45		+			59°,5 S; 27°,3 V
		Ni Ei	PP	28 49			−	−	$h = 131$ km
		Z	i	29 41					$H = 00\ 09\ 34{,}6$ (USCGS)
		Ni	SKS	34 29			−		$M = 6{,}9$ (Uppsala)
		E	i	36 27				−	$\Delta_c = 111°{,}6$
		N	i	36 29			−		
		Z	i	37 27		−			
		Cîmpulung							
		Ne	PP	00 28 51					$\Delta_c = 113°{,}2$
		E	e	29 03					BA, FO, IA înscris
265	1	Bucureşti							Ag. mi.
		N E	M	19 50 00					Hondo
									35°,6 N; 138°,8 E
									$h = 87$ km
									$H = 18\ 59\ 36{,}3$ (USCGS)
									$M = 5$ (Matsushiro)
									$\Delta_c = 79°{,}5$
266	2	Bucureşti							Ag. mi.
		N E	M	11 24 00					Oceanul Indian
									2°,0 S; 67°,8 E
									$h = 133$ km
									$H = 10\ 50\ 25{,}8$ (USCGS)
									$M = 4{,}7$ (Moscova)
									$\Delta_c = 59°$
267	2	Bucureşti							
		N	e	14 17 56					Ag. mi. slab
		E	i	19 08				−	Grecia
									39°,1 N; 23°,9 E
									$h = 33$ km
									$H = 14\ 16\ 10{,}5$ (USCGS)
									$\Delta_c = 4°{,}6$
									CL, BA, FO, IA, înscris
268	4	Bucureşti							
		N E	M	10 37 00					Ag. mi.
									Insulele Aleutine
									51°,6 N; 178°,2 V
									$h = 40$ km
									$H = 09\ 49\ 13{,}5$ (USCGS) $M = 6^1/_4$ (Berkeley)
									$\Delta_c = 81°{,}7$

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
269	4	București							Ag. mi. slab
		N E	e	$10^h\ 52^m\ 32^s$					Date insuficiente în BCIS
270	5	București							Ag. mi.
		Ne							Grecia
		E	S	00 42 18					38°,6 N ; 23°,6 E
			i	42 39					$h = 25$ km
									$H = 00\ 39\ 31$ (USCGS)
									$M = 4{,}7$ (Atena)
									$\Delta_e = 6°$
271	5	București							Ag. mi.
		Ne	Pg	01 18 50					Grecia
		N E	e	19 43					38°,5 N ; 23°,6 E
		Ni	S*	19 57			−		$h = 35$ km
		Ei	S*	19 59				−	$H = 01\ 16\ 51{,}7$ (USCGS)
									$M = 5$ (Atena)
									$\Delta_e = 6°{,}2$
									FO înscris
272	5	București							Ag. mi. slab
									Spitzberg
		N E	e	02 53 10					80°,2 N ; 2°,3 V
									$h = 33$ km
									$H = 02\ 37\ 37{,}8$ (USCGS)
									$\Delta_e = 36°{,}8$
273	5	București							Ag. mi.
		Zi	P	11 46 22		+			Alaska
		Ne Ee	P	46 24					60°,0 N ; 150°,6 V
		Z	i	46 34		+			$h = 43$ km
		N E	e	46 35					$H = 11\ 34\ 37{,}3$ (USCGS)
		N	i	56 03			−		$M = 6-6^1/_4$ (Pasadena)
		Ei	S	56 18				−	$\Delta_e = 76°{,}9$
		Ni	S	56 20			+		CL, BA, FO, IA înscris
		N E	M	12 16 00					

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
274	5	București							Ag. mi.
		Ne Ee	S	$15^h\ 19^m\ 07^s$					Iran 36°,8 N ; 54°,5 E $h = 33$ km $H = 14\ 09\ 51{,}8$ (USCGS) $M = 4$ (Moscova) $\Delta_c = 22°{,}7$ IA înscris
275	5	Cîmpulung							
		Ni	P	15 46 54,2			−		Slab
		Ei	P	46 54,6				−	Local
		N	i	46 55			−		BU închis foarte slab
		E	i	46 55,3				−	
		E	i	46 56,3				+	Lipsă date BCIS
		Ni Ei	S	46 59,9			−	+	
276	8	București							Ag. mi. slab
		Ze	S	10 42 55					Grecia
		Ne Ee	S	42 57					36°,7 N ; 20°,9 E $h = 33$ km $H = 10\ 38\ 25{,}1$ (USCGS) $\Delta_c = 8°{,}6$
277	8	București							Ag mi.
		Zi	P	11 40 53		−			Insulele
		Ni Ei	P	40 57			+	+	Sandwich
		Zi	pP	41 13		−			56°,3 S ; 27°,1 V
		Ne Ee	pP	41 17					$h = 125$ km
		Z	i	45 15		−			$H = 11\ 26\ 32{,}9$ (USCGS)
		Zi	PP	45 25		−			
		Ni Ei	PP	45 27			−	−	
		Ni	SKS	51 19			−		$M = 7{,}6$ (Roma)
		Ei	SKS	51 21				−	
		Ni Ei	SKKS	52 21			−	−	$\Delta_c = 109°{,}1$
		Zi	S	54 49		−			
		Ni Ei	S	54 51			−	−	
		Zi	PS	55 11		+			
		Ni Ei	PS	55 15			−	−	
		N E	M	12 18					
		Cîmpulung							
		Ne	PP	11 45 32					$\Delta_c = 110°{,}5$
		Ee	PP	45 34					
		Ne	PS	55 12					
		Bacău							
		Ne	PP	11 45 37					$\Delta_c = 112°{,}6$
		Ne Ee	SKS	51 27					
		Focșani							
		Ne Ee	PP	11 45 41					$\Delta_c = 112°{,}8$ IA înscris

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
278	10	Bucureşti							
		N E	e	$16^h\ 23^m\ 14^s$					Ag. mi. slab Turcia 36°,6 N; 35°,8 E $H = 16\ 17\ 16$ (BCIS) $\Delta_c = 10°,8$
279	11	Bucureşti							
		N E	M	03 38 00					Ag. mi. Insulele Aleutine 51°,4 N; 180° V $h = 60$ km $H = 02\ 46\ 50,3$ (USCGS) $M = 6,4$ (Kiruna) $\Delta_c = 80°,9$
280	12	Bucureşti							
		N	e	11 25 44					Ag. mi. slab Lipsă date BCIS
		E	e	25 50					
281	12	Bucureşti							
		N E	M	13 14 00					Ag. mi. Insulele Kurile 44°,0 N; 147°,9 E $h = 50$ km $H = 12\ 27\ 07,6$ (USCGS) $\Delta_c = 78°2$
282	13	Bucureşti							
		N	e	06 38 14					Ag. mi. slab Lipsă date BCIS
		E	e	38 20					
283	13	Bucureşti							
		N	e	13 16 35					Ag. mi. slab Grecia 37°,7 N; 20°,7 E $h = 33$ km $H = 13\ 12\ 45,1$ (USCGS) $\Delta_c = 7°,9$ FO, IA înscris
		Z	e	16 44					
		E	e	17 10					
284	13	Bucureşti							
		N	i	14 14 02			+		Ag. mi. slab Lipsă date BCIS
		E	i	14 15				+	
		Iaşi							
		N E	e	14 14 11					FO înscris

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
285		Bucureşti							Ag. mi.
		Zi Ni Ei	PP	$01^h\ 48^m\ 50^s$		+	+	−	Cipru
		Zi	S	50 55					34°,9 N; 33°,8 E
		Ei	SS	51 06					$h = 36$ km
									$H = 01\ 46\ 09{,}9$ (USCGS)
									$M = 6$ (Pasadena)
									$\Delta_e = 10°{,}9$
		Cîmpulung							
		Ne Ee	PP	01 490 7					$\Delta_e = 12°1$
									FO, BA, IA înscris
286	17	Bucureşti							Ag. mi.
		Zi	P	08 53 50		+			Taivan
		N E	M	09 30					23°,9 N; 122°,1 E
									$h = 50$ km
									$H = 08\ 41\ 57{,}3$ (USCGS)
									$M = 6{,}2$ (Uppsala)
									$\Delta_e = 77°{,}4$
287	18	Bucureşti							Ag. mi. slab
		E	e	05 13 12					Creta
		N	e	14 05					35°,0 N; 26°,3 E
									$h = 83$ km
									$H = 05\ 08\ 37{,}7$ (USCGS)
									$\Delta_e = 9°{,}3$
288	18	Bucureşti							Ag. mi.
		Zi	P	11 05 13		+			Marea Caspică
		Ei	P	05 15				−	$h = 31$ km
		Zi	S	08 33		+			$H = 11\ 01\ 00{,}8$ (USCGS)
									$\Delta_e = 17°{,}8$
		Bacău							
		Ne	S	11 08 22					$\Delta_e = 17°{,}9$
		Ee	S	08 26					
		Focşani							
		Ee	S	11 08 22					$\Delta_e = 17°{,}8$
		Iaşi							
		Ne Ee	P	11 05 05					$\Delta_e = 17°{,}2$
		Ne Ee	S	08 15					

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observaţii
289	19	Bucureşti							Ag. mi.
		Ze	PP	$02^h\ 42^m\ 58^s$					Bolivia
		Ni Ei	S	48 37			—	—	20°,3 S ; 63°,2 V
									$h = 609$ km
									$H = 02\ 25\ 49{,}2$ (USCGS)
									$M = 6\frac{1}{2}$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 104°{,}5$
290	19	Bucureşti							Ag. mi. slab
		Ne Ee	P	09 42 49					Oceanul Indian
									26°,1 S ; 70°,8 E
									$h = 13$ km
									$H = 09\ 31\ 18{,}6$ (USCGS)
									$\Delta_c = 81°$
291	19	Bucureşti							
		N	e	10 10 31					Ag. mi. slab
		E	e	10 51					Lipsă date BCIS
		N E	M	34					
292	20	Bucureşti							Ag. mi.
		N E	M	08 30 00					Novaia Zemlia
									Explozie nucleară
									74°,4 N ; 52°,5 E
									$H = 08\ 12\ 09$ (Uppsala)
									$\Delta_c = 32°3$
293	20	Bucureşti							Ag. mi.
		Ee	S*	11 46 08					Grecia
		Ne	S*	46 12					39°,0 N ; 21°,7 E
									$H = 11\ 43\ 06$ (BCIS)
									$\Delta_c = 6{,}3$
294	20	Bucureşti							Ag. mi.
		Ze	PP	19 23 51					3°.6 S ; 151°,0 E
		Ei	SKS	29 18					$h = 44$ km
		N E	M	20 05					$H = 19\ 03\ 37{,}7$ (USCGS)
									$M = 6\frac{1}{4} - 6\frac{1}{2}$ (Pasadena)
									$\Delta_c = 117°$
295	24	Bucureşti							
		N E	M	22 26 00					Ag. mi. slab
									Hondo
									33°,5 N ; 141°,3 E
									$h = 50$ km
									$H = 21\ 40\ 57{,}3$ (USCGS)
									$M = 5{,}8$ (Uppsala)
									$\Delta_c = 82°{,}3$

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
296	25	Bucureşti							Foarte slab
		Zi	(P)	$00^h43^m03^s,1$		+			România
		Ni	(P)	43 03,7			+		Lopătari
		N	i	43 04,1			−		45°,49 N; 26°,58 E
		Z	i	43 14,7		+			$h = 225$ km
		Ni Ei	S	43 21,7			+	+	$H = 00\ 42\ 16,8$ (Bucureşti)
									$M = 3,9$ (Bucureşti)
		Cîmpulung							
		Ee	P	00 43 03,7					
		Ne	P	43 04,1					
		E	e	43 06,5					
		N	i	43 20,1			+		
		Ni Ei	S	43 25,5			−	+	
		Bacău							
		Ni Ei	S				−	−	
		Focşani							
		Ne	P	00 42 59,8					
		Ee	P	43 00,3					
		N E	i	43 03,3			−	−	
		Ni Ei	S	43 16,3			+	−	
		Iaşi							
		N	iS−e (P)	25					Nu a lucrat mecanismul de marcarea timpului
297	27	Bucureşti							Ag. mi.
		Zi	PKP	06 52 47			+		Insulele Fidji
		Zi	PP	54 53			+		17°,3 S; 178°,7 V
									$h = 555$ km
									$H = 06\ 34\ 05,4$ (USCGS)
									$M = 5\frac{3}{4} - 6$ (Pasadena)
									$\Delta_e = 145°,8$
298	27	Bucureşti							Ag. mi.
		Z	e	12 26 41					Insulele Sandwich
		N E	M	13 11					59°,3 S; 23°,3 V
									$h = 33$ km
									$H = 12\ 08\ 32,6$ (USCGS)
									$M = 6$ (Moscova)
									$\Delta_e = 110°,7$

SEPTEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
299	27	București							Ag. mi.
		Zi	P	$19^h\ 39^m\ 17^s$					Insulele Aleutine
		Z N E	L	20 11 00					52°,4 N; 168°,7 V
		Z N E	M	18					$h = 22$ km
									$H = 19\ 27\ 00{,}7$ (USCGS)
									$M = 6{,}8$ (Quetta)
									$\Delta_e = 82°{,}3$
300	28	București							Ag. mi.
		Ze	P	01 36 21					Sumatra
									3°,9 S; 102°,0 E
									$h = 78$ km
									$H = 01\ 23\ 59{,}6$ (USCGS) (Uppsala)
									$\Delta_e = 82°{,}7$
301	28	București							Ag. mi.
		Ze	P	03 37 11					Hondo
									30°,8 N; 141°,6 E
									$h = 4$ km
									$H = 03\ 24\ 37{,}7$ (USCGS)
									$M = 6$ (Pasadena)
									$\Delta_e = 84°{,}6$
302	28	București							Ag. mi. slab
		Ze Ne Ee	Pn	05 36 21		+	−	+	Turcia
		Zi Ni Ei	Sn	37 11					40° $\frac{1}{2}$ N; 29° E
									$H = 05\ 35{,}1$ (BCIS)
									$\Delta_e = 4°5$
303	29	București							Ag. mi.
		Ze	P	19 19 23					0°,5 N; 128°,4 E
		Z	e	23 17					$h = 110$ km
		Z	e	30 47					$H = 19\ 06\ 13{,}4$ (USCGS)
									$M = 6$ (Roma)
									$\Delta_e = 94°{,}1$

OCTOMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
304	1	Bucureşti	Urme	$14^h11^m-14^h14^m$					Marea Egee la cca. 50 km V de Chios H = 14 08,3 (BCIS)
305	2	Bucureşti							
		Zi	P_n	07 23 47		−			Coasta de S a Peloponezului (Grecia)
		N e		23 54					
		Ee	P_g	24 31					37°,0 N ; 22°,0 E
		Z N	i	25 28		+	−		H = 07 21 44
		Ni Ee	S*	25 44			+		(BCIS)
		Z	i	25 49		+			Δ_c = 8,0
		Z N E	L	26,6					M_{MH} = 5,16
		N E	M	27 44	8 ; 6		28,1	15,8	
			F	08 50					
		Cîmpulung							
		Ne	P_n	07 23 58					Slab
		N E	L	26,6					Δ_c = 8°,6
		N	M	28 17					
		Bacău							
		N	e	17 24 44					Fără corecţie
		N	e	25 11					Δ_c = 10°,3
		N	L	27 34					
		Focşani							
		E	e	07 24 22					Δ_c = 9°,6
		N	e	24 27					
		N E	L	27,5					
		E	M	28 16					
			F	08 45					
		Iaşi							
		N	e	07 24 35			−		Δ_c = 11,0
		N	M	30 31					
306	2	Bucureşti	Urme	13 24−13 28					Regiunea de sud a Greciei 37°,4 N ; 23°,2 E h = 135 km cca. H = 13 20 21,6 (USCGS) Δ_c = 7°,3
307	3	Bucureşti							
		Z	i	01 06 32					Foarte slab
		Z	e	07 01					Creta
		Z N E	L	07,8					35°,4 N ; 24°,1 E h = 100 km cca. H = 01 01 18 Δ_c = 9°,1 (BCIS)

OCTOMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
308	4	**Bucureşti**							
		N E	L	$07^h\ 51^m\ 30^s$					Novaia Zemlia Explozie nucleară 74°,4 N; 52°,5 E $h = 0$ $H = 07\ 30\ 55$ (Uppsala) $\Delta_c = 32°,2$
309	6	Bucureşti							
		E	e	07 17 22					Novaia Zemlia
		N	e	17 32					
									Explozie termonucleară 74°,4 N; 52°,5 E $h = 0$ $H = 07\ 00\ 08$ (Uppsala) $\Delta_c = 32°,2$
310	7	Cîmpulung							
		Ne Ee	S	08 50 34,0	0,4		0,0	0,76	România-Vrancea $h \geqslant 100$ km $M_{SH} = 3,07$
		Bacău							
		Ne	S	08 50 30,7	0,3		**3,47**		$M_{SH} = 3,63$
		Ee	S	50 31,2	0,3			2,37	
		Focşani							
		Ei	S	08 50 30,2	0,3			2,49	$M_{SH} = 3,23$
		Ne	S	503 0,6	0,2		3,74		
		Iaşi							
		N E	Sm		0,3; 0,3		3,33	2,27	Lipsă corecţie $M_{SH} = 3,53$
311	9	Bucureşti							
		N E	urme	08 37—08 41					Foarte slab Marea Egee Către 36° 1/4 N; 26° 3/4 E $H = 08\ 34,1$ (BCIS) $\Delta_c = 8°,2$
312	16	Bucureşti							
		N	e	09 09 04					Foarte slab
		Z	e	09 06					Agitaţie microseismică
		N E	e, i	09 37				—	Apropiat

OCTOMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
313	17	Bucureşti							
		N	e	$14^h58^m45^s$					Slab
		Z	e	58 51					Agitaţie microseismică
		N N E	e	59 28					Partea de SV a Turciei
									$H = 14\ 54{,}0$ (BCIS)
314	18	Bucureşti							
		Ze	PP	17 12 10		+			Aproape de coasta de Sud a Republicii Chile
		E	e	12 15					
		E	e	14 48				−	
		Z	e	14 50		+			36°,7 S ; 73°,0 V
		Ne	S	21 43					$h = 33$ km
		N E	S_m	22 22	5 ;7		3,2	10,0	$H = 16\ 51\ 57{,}3$ (USCGS)
		N	e	27 44					$\Delta_c = 120°{,}6$
		Z N E	L	55 10					$M_{SH} = 7{,}60$
		N	M	18 02 08,06					
315	23	Bucureşti							
		Ne	SKS	00 34 10			−		Slab
		N	e	36 24					Ag. mi.
									Ins. Sandwich
									60°,2 S ; 33°,6 V
									$h = 33$ km cca.
									$H = 00\ 08\ 36{,}6$ (USCGS)
									$\Delta_c = 115°{,}4$
316	23	Bucureşti							
		Ne Ee	L	08 48 32					
		N E	M	54 22	7 ;8		2,7	4,1	Slab
									Explozie termonucleară
									74°,4 N ; 52°,5 E
									$H = 08\ 31\ 21$ (Uppsala)
									$\Delta_c = 32°{,}2$
									$M_{SH} = 6{,}0$
317	23	Bucureşti							
		E	e	15 00 10					Slab
		E	e	02 13					Moluce
		Ei	S	03 42					3°,5 N ; 126°,6 E
		Ne	S	03 46					$h = 20$ km cca.
		N	e	04 14					$H = 14\ 39\ 35{,}3$ (USCGS)
		N E	L	28					
		N	M	40−41					$\Delta_c = 95°{,}0$

OCTOMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
318	24	București							
		Z N	L	$11^h\ 14^m\ 3^s$					Slab
319	25	București							
		Ee	P	16 31 49					Golful Aden
		Ze	P	31 50					$14° \frac{1}{4}$ N; $56° \frac{1}{2}$ E
		Ne	PP	32 40					$h = 100$ km
		Z E	e	32 44					$H = 16\ 24\ 22$
		Ee	S	37 36					(BCIS)
		Ne	S	37 38					$\Delta_c = 39°,7$
		E	e	38 03					CI, BA, FO, IA — înscris foarte slab
		Z E	M	50,7					
320	26	București							
		Ze	(P)	00 58 03					Marea lui Bismark
		Z	e	58 12					3°,1 S; 148°,1 E
		E	e	01 00 38					$h = 33$ km cca.
		E	i	05 07					$H = 00\ 38\ 22,8$
		Ne Ee	S	07 26					(USCGS)
		N E	S_m	07 41	8; 8,5		2,6	3,6	$\Delta_c = 114°6$
									$M_{SH} = 6,81$
321	26	București							
		Zi	P	15 39 03		+			În largul coastei de V a Sumatrei
		Ze	PP	41 49					
		E	e	43 44					$0° \frac{1}{4}$ S; $98 \frac{3}{4}$ E
		Ze	PPP	43 50					$H = 15\ 27\ 01$
		Ni Ee	S	48 51					(BCIS)
		N E	S_m	48 56	6,5; 6,5		4,6	1,9	$\Delta_c = 77°,9$
		Z	e	49 08					$M_{SH} = 6,40$
		Ne	PS	49 15					
322	27	București							
		Z N E	L	09 07 36					Foarte slab
									Apropiat
323	28	București							
		Ze	P	10 51 21					Regiunea de V a Iranului
		E	e	51 30					33°,6 N; 48°,5 E
		Ne	S	55 09			+		$h = 52$ km cca.
		Ze Ee	S	55 10		+		+	$H = 10\ 46\ 42,2$
		N	S_m	55 11	6		1,5		(USCGS)
									$\Delta_c = 20,4$
									$M_{SH} = 4,63$
									IA — înscris foarte slab

OCTOMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
324	28	Iaşi							
		Ne Ee	P	$11^h\ 21^m\ 42^s$			+	+	
325	29	Bucureşti							
		Ne	S	09 35 20					Regiunea Insulelor Vancouver
		N E	L	54					49°,0 N ; 128°,7 V
		N	M	10 02	20				h = 16 km cca.
									H = 09 12 15,7 (USCGS)
									Δ_c = 84°,1
326	30	Bucureşti							
									Novaia Zemlia
		Ze Ne	P	08 39 56					Explozie termonucleară
		Z	e	40 34					
		N	e	40 50					74° N ; 52° E
		E	e	41 56					H = 08 33 30 (BCIS)
		Z	M	46					
		E	M	48 25	8,0			10,3	Δ_c = 31°,8
		N	M	48 34	7,0		6,1		M_{MH} = 6,2
									Fo — înscris slab
327	30	Bucureşti							
		Z N E	M	22 10 12					Foarte slab
									Sud de Hondo (Japonia)
									28°,9 N ; 141°,8 E
									h = 31 km cca.
									H = 21 15 35,2 (USCGS)
									Δ_c = 86°,2
328	31	Bucureşti							
		Z N E	M	04 08,8					Insulele Kermadek
		Z N E	M	08 59	20				31°,2 S ; 178°,3 V
									h = 232 km cca.
									H = 03 46 03,2 (USCGS)
									Δ_c = 156°,8
329	31	Bucureşti							
		N E	e	13 38 50					Italia centrală
		E	L	39 36					42°,21′ N ; 13°,01′ E
		N	L	39 55					H = 13 37 17,6 (Roma)
			F	46					Δ_c = 9°,7

NOIEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
330	1	Bucureşti							
		N E		$07^h24^m07^h30^m$					Foarte slab Urme. Unde lungi
331	2	Bucureşti							
		Ne Ee	S_g	05 01 11					Ag. mi.Slab. Grecia 38° ½ N ; 21° E H = 04 57 21 (BCIS) Δ_c = 7°,2
332	4	Bucureşti							
		Ze	L	07 40 59					Ag. mi. puternică
		Ze Ne Ee	L	41 50					Slab
		N E	M	42 05					Date insuficiente (BCIS)
333	9	Bucureşti							
		Ee	L	08 41 38					Ag. mi. Slab
		Ee	L	46 02					Date insuficiente FO, BA, înscris. (BCIS)
334	12	Bucureşti							
		Zi Ne	P	02 23 22					Congo
		Ee	P	23 24					0°,8 N ; 29°,5 E
		Ze	Pp	25 06					H = 02 15 16,7
		E	e	25 39					(USCGS)
		Ze	L	44 14					Δ_c = 44°,5
		Ne Ee	L	45 35					FO, BA înscris
335	14	Bucureşti							
		Ee	L	05 33 35					Ag. mi. puternică
		Ze	L	37 51					Slab. Date incerte Fo, înscris (BCIS)
336	15	Bucureşti							
		E	i	00 21 32				+	Ag. mi. puternică
		N E	i	21 42			−	−	Slab. Apropiat
		N	i	21 51			+		Date insuficiente (BCIS)
337	15	Bucureşti							
		Zi Ne Ei	P	07 29 06				−	Ag. mi. puternică
		N	i	29 34		+	−		Est. Hokaido
		Z E	e	29 36					43°,1 N ; 145°,1 E
		N E	e	31 28					h = 43 km
		Ze	S	38 52					H = 07 17 12,4
		Ni Ee	S	38 56			+		(USCGS)
		N E	S_m	38,9					Δ_c = 77°
		N E	e	41,28					
		Z	i	44 02					
		N E	M	08 07,6					

NOIEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Bacău							
		Ne Ee	P	$07^h\ 28^m\ 50^s$		+			$\Delta_c = 75°$
		N E	e	28 55					
		Ne Ee	S	38 29					
		Ee	PS	38 51					
		Ne	L	56 45					
		Ee	L	57 58					
		Focşani							
		Ee	P	07 28 59					$\Delta_c = 75°,5$
		N	e	29 03					
		N	e	30 33					
		Ne Ee	S	38 39					
		N E	L	57					
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	07 29 06					$\Delta_c = 76°,8$
		E	e	29 35					
		Ne	S	38 55					
		Ee	S	38 56					
		N	L	08 03					
338	17	Cîmpulung							
		E	i	21 07 09,3					Vrancea
		N E	i	07 12,5					România
		N E	S	07 24,9					Adînc
		Focşani							
		N	i	21 06 56,6					
		N E	S	07 03,4					
		Bacău							
		N	i	21 07 06,4					
		N E	S	07 11,1					
		Iaşi							
		N	S–i $3^s,9$						
339	18	Bucureşti							
		Zi	P	03 19 19,4					
		N	i	19 20,6					Vrancea
		Z N E	i	19 25,4					România
		Z	i	19 27					$h = 175$ km
		N E	i	19 28,4					
		Z N E	S	19 40,4					
		Cîmpulung							
		Ne Ee	P	03 19 18,3					
		N	i	19 21,1					
		E	i	19 22,3					
		Ne	S	19 38,5					
		Ee	S	19 38,9					
		Focşani							
		Ne Ee	P	03 19 11,4				+	
		E	i	19 13,8					
		N	i	19 14,6					
		Ne	S	19 28,4		−			
		Ee	S	19 28,6				−	

NOIEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	N μ	E μ	Observații
		Bacău							
		Ne	(P)	03h 19m 17s		—			
		E	e	19 21					
		N Ei	S	19,34	+			1	
		Iași							
		N	S−iP = 22,5						Înregistrarea fără minut
		E	S−P = 22,6						
		N E	S−i = 16,6						
		N E	S−i = 6,4						
340	19	**București**							
		Z (e)	P	23 35 05					Ag. mi.
		Z	e	38 08					Regiunea Celebes
		Ze	PP	38 57					0°,8 N; 124°,3 E
		N E	e	44 37					h = 157 km cca.
		E	e	44 58					H = 23 21 55,5
		N	e	46 39					(USCGS)
									Δ_c = 95°,5
341	20	**București**							
		N	e	04 24 26					Urme
		N E	e	29 10					
342	20	**București**							
		Ze	P	18 07 37					
		Z E	i	07 42					Ag. mi. Slab
									Coasta centrală
		Z	e	11 28					Atlantic
		Z	e	12 46					31°,3 N; 40°,8 V
									H = 17 58 17,5
									(USCGS)
									Δ_c = 52°,9
343	23	**București**							BA, CL înscris
		Z N	e	23 01 51					Ag. mi. puternică.
									slab
		Z	e	02 19					Sudul ins. Corfu
		Z	u	02 45					39° N; 20°E
									H = 22 58,6
									(BCIS)
									Δ_c = 7°
344	27	**București**							
		Ze	P	06 09 08					
		E	i	09 18					Coasta de Sud ins.
		Z N	e	09 20					Kiw-Siu
		Z	e	12 21					31°,6 N; 131°, 1E
		Z N	e	14 45					H = 05 57 07,7
		N	e	17 10					(USCGS)
		Z	L	46					Δ_c = 77°,9
		Z N E	M	47 14					FO, înscris

NOIEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
		Cîmpulung							
		N E	e	06h 09m 39s					$\Delta_c = 78°,1$
		N E	e	10 14					
345	27	Bucureşti							
		Z	e	17 27 36					Ag. mi.
		Ze	PP	28 10					Reg. Halmahera
		Z	i	28 26					0°,4 S; 127°,6 E
		Z	e	32 12					$H = 17\ 10\ 38,1$
		Ne Ei	SKS	34 54					(USCGS)
		E	i	35 30					$\Delta_c = 98°,5$
		Ei	S	35 53,4					IA, înscris
		E	e	36 55					
		Focşani							
		Ee	SKS	17 34 46					$\Delta_c = 97°,5$
		E (e)	S	35 46					
346	28	Bucureşti							
		Ze	P_g	08 59 36					Turcia Occidentală
		Ni Ei	P_n	09 00 14			−	−	39°,5 N; 26°,3 E
		Zi	P_g	00 16		−			$H = 08\ 58\ 37$
		Z N	i	00 40		+	+		(BCIS)
		E	i	00 42				−	$\Delta_c = 4°,9$
		Zi	S_n	00 48		+			IA înscris
		Ei	S_n	00 50,4					
		Z	i	00 58		+			
		Ni	S*	01 01			−		
		Cîmpulung							
		Ne	P*	09 00 17					$\Delta_c = 5°,9$
		Ee	p_g	00 31					
		Ee	S*	01 30					
		Ne	S*	01 32					
		Ne	S_g	01 46					
		Focşani							
		N E	e	09 01 34					$\Delta_c = 6°,4$
		Ne Ee	S*	01 43					
		Ni Ei	S_g	02 08					
		N	M	09 09					
		E	M	02 12					
		Bacău							
		Ne	P_g	09 00 54					$\Delta_c = 7°$
		N E	e	02 03					
		N E	M	02 28					

DECEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observaţii
347	1	Bucureşti							
		Zi	P	$21^h\ 25^m\ 34^s$		—			M. Chinei
		Ne Ee	P	25 35					26°5 N ; 124°,9 E
		Z	i	26 12					h = 206 km
		Z	e	26 28					H = 21 13 04,1 (USCGS)
		N	e	27 05					
		N	e	27 40					Δ_c = 77°,6
		Ne Ee	SKS	35 54					CL, BA, IA înscris
		Ee	S	36 09					
		Focşani							
		Ee	P	21 25 37					Δ_c = 76°,4
		Ne	P	25 38					
348	2	Bucureşti							
		Ze	P	12 43 56					Frontiera Algeria-Tunisia
		Ne Ee	P	43 58					36°,9 N ; 8°E
		Z	e	45 00					H = 12 40 18 (BCIS)
		N E	e	47 10					
		E	e	47 30					Δ_c = 15°,5
		N E	L	49 00					CL, BA, FO, IA, înscris
		N E	M	50					
349	3	Bucureşti							
		Z N E		18 38—18 47					Urme
									IA înscris
350	4	Bucureşti							
		Ze	P	12 47 32					Slab. R. P. Chineză
		Ee	P	47 33					33°,2 N ; 95°,3 E
		E	i	55 12					h = 45 km
									H = 12 38 11,9 (USCGS)
									Δ_c = 530
351	6	Bucureşti							
		Zi	P	05 59 14		+			Slab. Ins. Andaman
		Ne Ee	PS	06 08 00					13°,6 N ; 93°,4 E
									H = 05 48 38,3 (USCGS)
									Δ_c = 64°
352	6	Bucureşti							
		Ze	PKP	13 55 34					Slab. Ins. Tonga
									23°,5 S ; 176°,1 V
									H = 13 35 48,2 (USCGS)
									Δ_c = 158°5

DECEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
353	6	București							
		Zi Ne	P	$16^h\ 51^m\ 23^s$		+			Ins. Kurile
		Z	i	51 50		+			49°,3 N ; 155°,4 E
		N	e	53 18					h = 60 km cca.
		E	e	53 24					H = 16 39 37,6 (USCGS)
		N	e	53 38					Δ_c = 76°,6
		Ee	S	17 01 32					CL, FO, BA, IA,
		Z N E	L	21					înscris
		N E	M	27	19 ;18		7	9	
354	9	București							
		N E		03 08—03 18					Ag. mi. Urme
355	9	București							
		N E	L	12 21 00					
		N E	M	32	18 ;20		9	10	Ag. mi. Sud. Chile 43°,7 S ; 75°,2 V H = 11 18 08,4 (USCGS) Δ_c = 125°,8
356	10	București							
		Z N E		08 43—08 53					Urme
357	13	București							
		N E		07 19—07 24					Urme
358	16	Focșani							
		Ne Ee	P	18 07 41,6					România
		Ne Ee	S	08 00					H = 18 07,3
									Date insuficiente (BCIS)
		Bacău							
		Ne Ee	(S)	18 07 55					
		Iași	S—P=						
		N E	=25^s						
359	17	Bacău							România
		Ne Ee	S	18 28 31					
		Iași							
		N E	S—P= =6^s						
360	18	București							
		Z N E		21 38—21 45					Urme
									CL, FO, înscris
361	20	București							
		E	e	15 17 00					Slab
		N	e	17 40					Lipsă date BCIS
		N E	L	33					

DECEMBRIE 1961

Nr.	Data	Comp.	Faza	T.C.G.	Per. s	Amplitudini Z μ	Amplitudini N μ	Amplitudini E μ	Observații
362	26	București							
		N E		$04^h40^m - 04^h50^m$					Urme
363	30	București							
		Ne	P	00 51 42					Ins. Aleutine
		Ne Ei	S	01 01 50				—	52°,3 N ; 177°,6 E
		Ei	PS	02 22				+	h = 56 km cca.
		N E	L	19					H = 00 39 27,1
		N E	M	28	18 ;15		40	36	(USCGS)
									Δ_c = 80°,1
									FO, BA, IA, înscris
364	30	București							
		Z N E		07 27 – 07 40					Urme

STAŢIA SEISMICĂ BUCUREŞTI II

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice Bucureşti, str. Cuţitul de argint nr. 5

Cercetarea regimului seismic al regiunilor seismice active necesită crearea unei reţele seismice în imediata vecinătate, reţea înzestrată cu două categorii de aparate : 1) aparatură cu înaltă sensibilitate destinată microcutremurelor, şi 2) aparatură cu joasă sensibilitate, destinată înregistrării cutremurelor puternice.

Studiul cutremurelor adînci din Vrancea ($\varphi = 45°,7$ N ; $\lambda = 26°,6$ E) a ridicat problema instalării aparaturii seismice pe teritoriul României încă de la începutul secolului al XX-lea. Primele înregistrări seismice au fost obţinute în 1902, cu ajutorul unui seismograf tip „Bosch", care lucra în subsolul Observatorului gravimetric din Bucureşti. Staţia Bucureşti poate fi considerată cea mai veche staţie din Europa. În 1902 mai lucra o singură staţie în Europa, cea de la Potsdam [1].

Interesul deosebit pentru dezvoltarea seismologiei în România a condus la crearea unei reţele seismice, care în prezent grupează staţiile Bucureşti, Iaşi, Cîmpulung, Vrîncioaia, Focşani, Bacău şi Timişoara.

Caracteristicile aparaturii existente la fiecare staţie la 1 ianuarie 1964 pot fi considerate acelea din lucrarea [2].

Coordonarea activităţii reţelei seismice a României se face de către Secţia de seismologie a Centrului de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România.

Progresul seismologiei din ultimul timp a condus şi în ţara noastră la noi acţiuni de dezvoltare a reţelei seismice. Astfel anul 1965 poate fi considerat începutul celei de-a doua etape în dezvoltarea reţelei seismice româneşti. Această etapă se caracterizează prin acţiunea de modernizare a reţelei seismice, modernizare care se desfăşoară în trei direcţii [3] :

1) echiparea staţiilor seismice existente cu aparatură de înaltă şi joasă sensibilitate ;

2) construirea de noi staţii seismice şi echiparea lor cu aparatura cea mai modernă ;

3) staţii seismice temporare destinate înregistrării microcutremurelor, microoscilaţiilor şi exploziilor.

În cadrul primei direcţii a fost construită şi Staţia seismică Bucureşti II. A fost notată cu indicativul II pentru a se deosebi de Staţia seismică centrală Bucureşti, pe care de acum înainte o vom numi Bucureşti I.

Staţia Bucureşti II funcţionează în subsolul Observatorului astronomic popular al Sfatului Popular al Capitalei şi cuprinde două camere : 1) camera aparatelor (*a*) şi 2) camera laborator (*b*). Schiţa staţiei este prezentată în figura 1.

În camera aparatelor se află :

— un seismograf mecanic cu înregistrare directă, compus din pendulul seismic (*1*) cu sistemele de amplificare şi amortizare şi din sistemul de înregistrare (*2*). Viteza de desfăşurare a hîrtiei este egală cu 15 mm/min ;

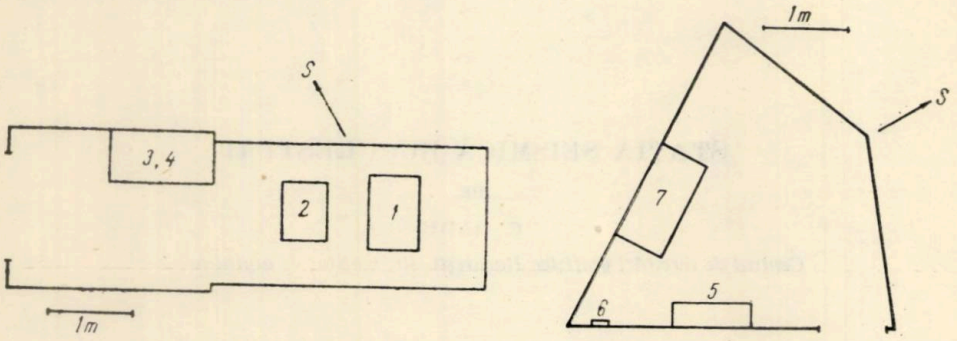


Fig. 1. — Schiţa staţiei seismice Bucureşti II :

a) camera aparatelor : *1* — pendulul seismic ; *2* — sistemul de înregistrare ; *3* — penduletă cu contact la minut ; *4* — aparat de radio pentru recepţionarea semnalelor orare ;

b) camera laborator : *5* — sistemul pentru înnegrirea hîrtiei ; *6* — dispozitivul pentru fixarea seismogramelor ; *7* — masă de laborator.

— o penduletă cu contact la minut, destinată marcării timpului pe seismogramă (*3*) ;

— un aparat de radio tip „Modern" pentru recepţionarea semnalelor orare (*4*).

Camera laborator cuprinde următoarele aparate :

— un dispozitiv pentru înnegrirea hîrtiei cu negru de fum (*5*) ;

— un dispozitiv pentru fixarea seismogramelor într-o soluţie de şerlac cu alcool (*6*) ;

— o masă de laborator (*7*).

Seismograful a fost construit în atelierul Secţiei de seismologie şi a lucrat în cadrul staţiei Bucureşti I pînă în 1957, cînd, în urma unui deranjament în camera aparatelor a fost scos complect din funcţiune. În urma lucrărilor de reconstrucţie executate în cursul anului 1965, seismograful a fost pregătit din nou pentru a lucra în regim normal.

Mişcarea masei pendulului în raport cu baza se înscrie cu ajutorul unui indicator ascuţit, legat direct cu masa. Amplificarea normală sau indicatoare a aparatului $\overline{V}$ se exprimă prin formula

$$\overline{V} = \frac{L}{l_1}, \tag{1}$$

unde L este lungimea indicatoare, iar l_1 lungimea redusă.

Amortizarea se realizează prin sistemul cu lichid şi este mai mică decît cea critică ($0 < D_1 < 1$).

Dependenţa constantei de amortizare D_1 ca funcţie de gradul de amortizare v_1 se exprimă prin relaţia

$$D_1 = \frac{0{,}733 \lg v_1}{\sqrt{1 + (0{,}733 \lg v_1)^2}}. \tag{2}$$

Tabela 1

Caracteristicile seismografelor cu înregistrare directă existente la stațiile seismice românești la data de 1 februarie 1966

Nr.	Stația	Tipul aparatului	Comp.	Constante								
				M_1 (kg)	l_1 (m)	T_1 (s)	v_1	μ_1^2	D_1	$\overline{V}$	V_{max}	T_{max}
1	București I	„Mainka" modificat	N—S	540	24,84	10,0	4,77	0,80	0,4453	180	225,5	8,2
			E—V	540	24,84	10,0	4,77	0,80	0,4453	180	225,5	8,2
2	București II		NV—SE	18	2,46	3,15	2,55	0,92	0,2856	8	14,5	2,9
3	Iași	„Mainka" modificat	N—S	450	5,72	4,8	4,75	0,80	0,4443	135	169,5	3,75
			E—V	450	5,72	4,8	4,75	0,80	0,4443	135	169,5	3,75
4	Cîmpulung-Muscel	idem	N—S	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
			E—V	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
5	Vrîncioaia	„	N—S	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
			E—V	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
6	Focșani	„	N—S	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
			E—V	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
7	Bacău	„	N—S	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
			E—V	105	3,04	3,5	4,50	0,81	0,4319	45	57,5	2,9
8	Timișoara	a	N—S	540		8,0	5,00	0,79	0,4560	160	197,1	6,2
		„	E—V	540		8,0	5,00	0,79	0,4560	160	197,1	6,2
		b	NV—SE			4,2	4,35	0,82	0,4239	65	85,6	3,4

Mişcarea solului la trecerea undelor seismice se poate reprezenta aproximativ sub forma unei sume de cîteva grupe de oscilaţii sinusoidale cu diferite perioade.

Dacă perioada T_1 a aparatului nu este suficient de mare, apar denaturări ale înregistrării, care se concretizează în următoarele [4] :

1) amplificarea $V = \frac{y_m}{x_m}$ (unde x_m este amplitudinea oscilaţiei solului iar y_m amplitudinea corespunzătoare pe înregistrare) va depinde de raportul dintre perioada aparatului T_1 şi perioada undei seismice T_ω :

$$V = \frac{y_m}{x_m} = \overline{V} \cdot U_1, \tag{3}$$

unde U_1 este caracteristica de frecvenţă a aparatului şi exprimă dependenţa amplificării V de perioada undei :

$$U_1 = \frac{1}{\sqrt{(1 - u_1^2)^2 + 4 D_1^2 u_1^2}}, \tag{4}$$

$$u_1 = \frac{T_\omega}{T_1};$$

2) pe înregistrare apar deplasări de fază adică maximele pe înregistrare sosesc mai devreme decît maximele corespunzătoare ale deplasării solului cu timpul :

$$\Delta t = \frac{\gamma_1}{\pi} \cdot \frac{T_\omega}{2}, \tag{5}$$

unde γ_1 este deplasarea de fază.

În tabela 1 sînt prezentate caracteristicile de frecvenţă ale tuturor seismografelor cu înregistrare directă care lucrează în prezent la staţiile seismice româneşti.

Specificăm că, începînd cu 1 februarie 1966, respectarea regimului de lucru indicat în tabela 1 va deveni absolut obligatoriu şi va fi respectat cu stricteţe. Aceasta va uşura foarte mult munca de prelucrare a elementelor dinamice ale seismogramei.

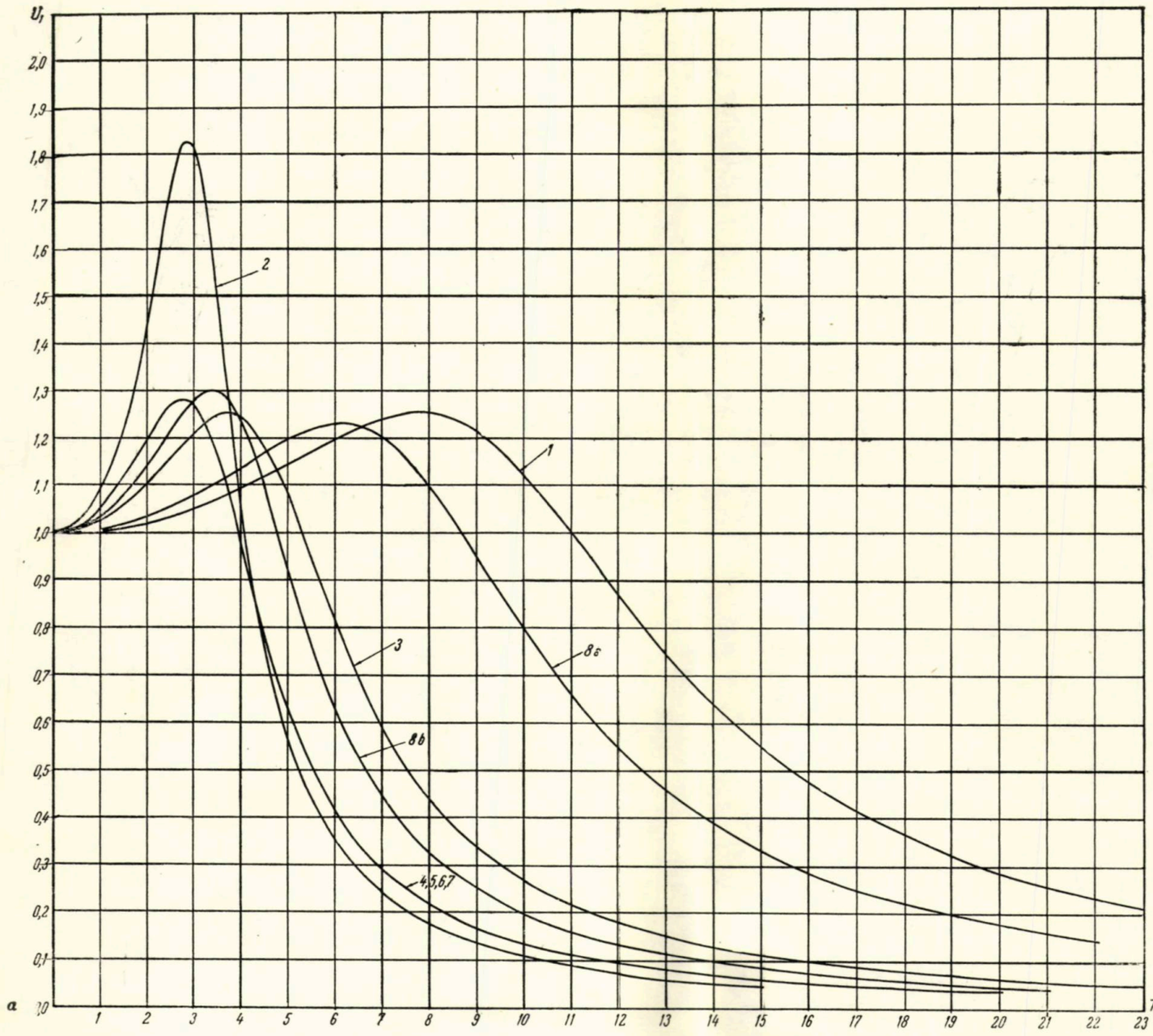
Curbele dependenţei U_1 şi V de T_ω sînt prezentate în figura 2 pentru toate seismografele cu înregistrare directă care lucrează în prezent. Curbele $U_1(T_\omega)$ şi $V(T_\omega)$ cu indicele *2* corespund Staţiei seismice Bucureşti II.

Se observă că curbele au acelaşi caracter, maximul depărtîndu-se spre stînga pe măsură ce T_1 scade. Pe măsură ce constanta de amortizare D_1 se micşorează, denaturarea înregistrării creşte. Acest efect se observă cel mai bine în cazul Staţiei Bucureşti II. Remarcăm de asemenea amplificarea practic constantă la Staţia Bucureşti I pentru $T_\omega \leqslant 2$ s, fapt care are mare importanţă la înregistrarea cutremurelor adînci din Vrancea.

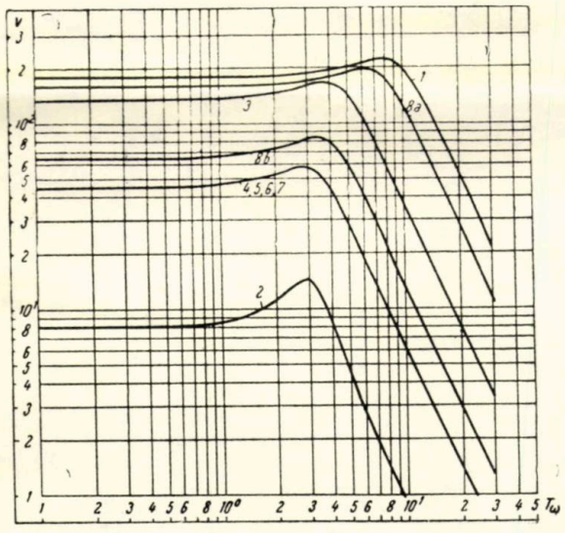
Graficele dependenţei deplasării de fază γ_1 în unităţi π ca funcţie de T_ω sînt prezentate în figura 3.

Se observă că pentru $T_1 \gg T_\omega$ şi pentru amortizarea D_1 nu prea mare, $U_1 \approx 1$; $\Delta t \approx 0$, iar înregistrarea aparaturii va fi asemănătoare cu $X(t)$.

Staţia seismică Bucureşti II va completa staţia seismică Bucureşti I, fiind destinată în primul rînd înregistrării cutremurelor puternice din Vrancea ($M > 5^1/_2$). De asemenea staţia va folosi şi la popularizarea cunoştinţelor ştiinţifice de seismologie în rîndul maselor largi de vizitatori ai Observatorului astronomic popular.

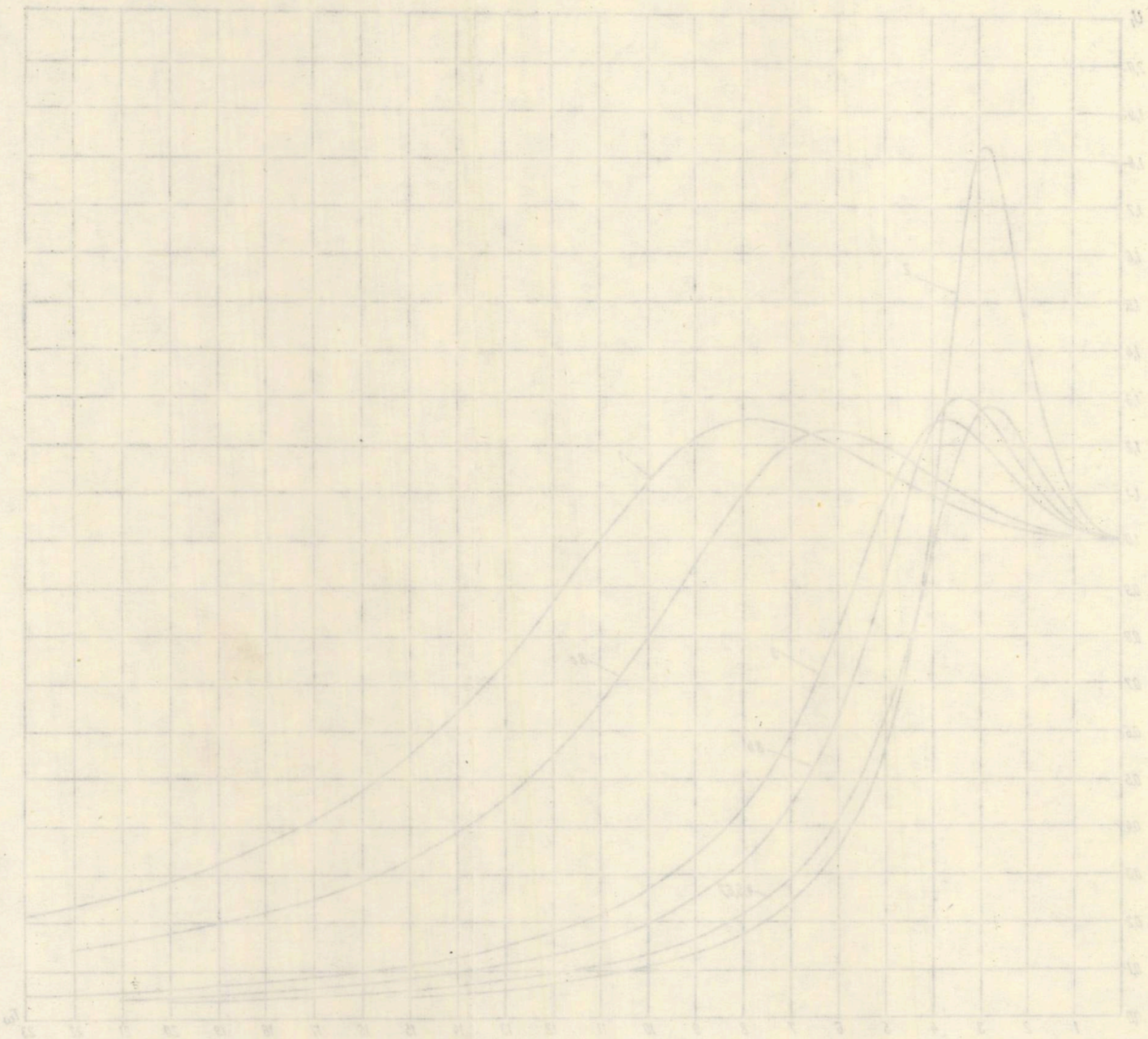


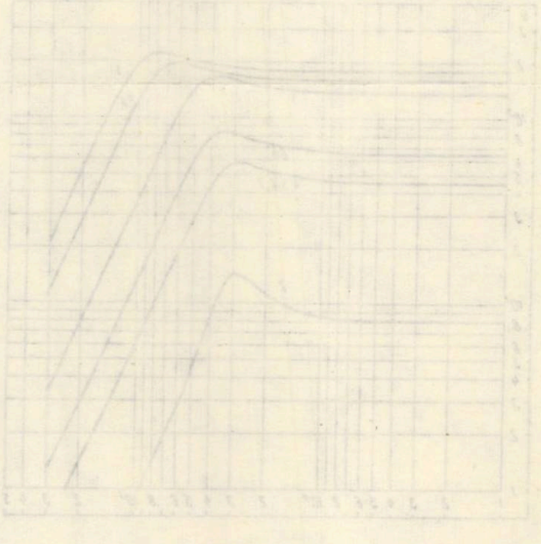
a



b

Fig. 2. — Caracteristicile de frecvență (*a*) și curbele de amplificare (*b*), pentru pendulii cu înregistrare directă existenți la stațiile seismice românești; *1* — stația București I; *2* — stația București II; *3* — stația Iași; *4*, *5*, *6*, *7* — stațiile Cîmpulung, Vrîncioaia, Focșani și Bacău; *8* — stația Timișoara: *a* — componentele N—S și E—V; *b* — componența NV—SE.





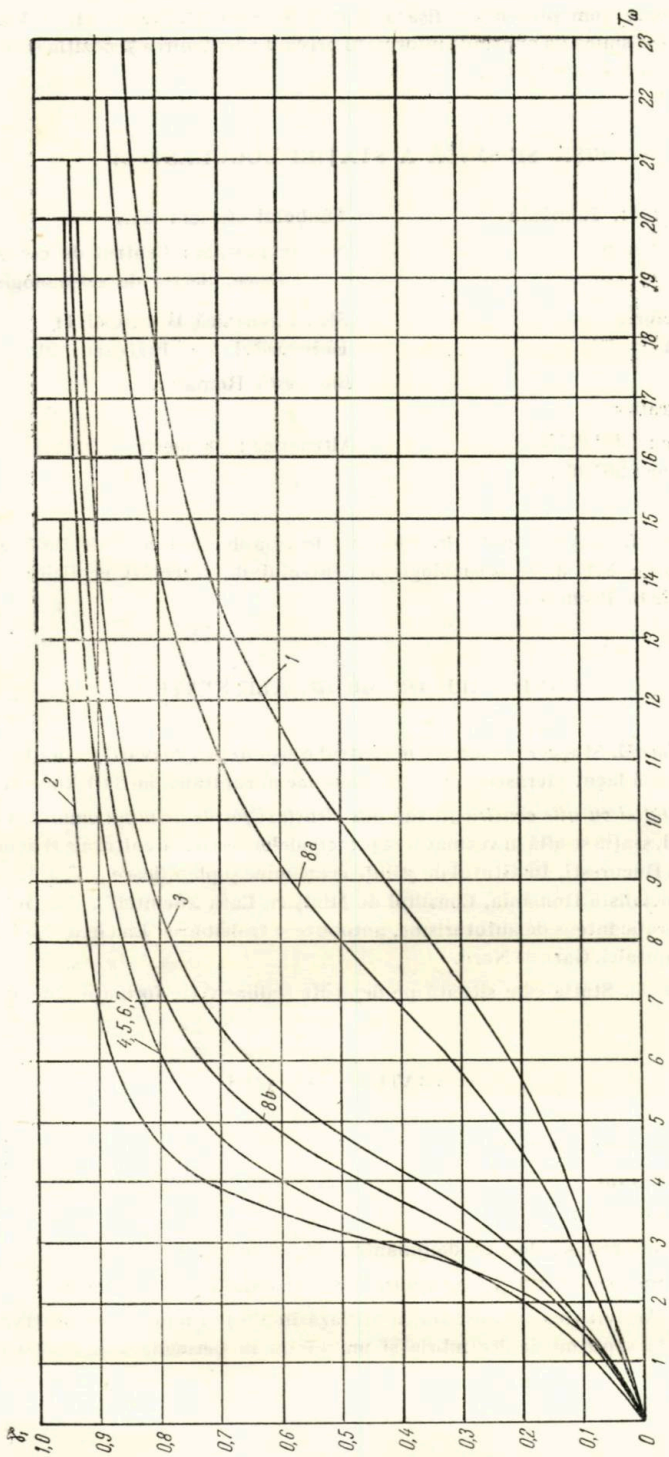


Fig. 3. — Caracteristicile de fază $\gamma_1(T_\omega)$ pentru pendulii cu înregistrare directă existenți la stațiile seismice românești. Cifrele corespund aceleiași legende ca în figura 2.

În continuare vom prezenta o fişă a Staţiei seismice Bucureşti II, avînd ca exemplu lucrarea [5]. Fişa seismică va cuprinde informaţii privind : denumirea şi poziţia staţiei ; condiţiile de mediu ale staţiei şi aparatura.

FIŞA SEISMICĂ A STAŢIEI BUCUREŞTI II

Staţia : Bucureşti II, România

Şeful staţiei : C. Radu

Simbolul staţiei : BU_2

Adresa poştală : Centrul de cercetări geofizice, Secţia de seismologie

Numărul de telefon : 11.44.81

Staţia seismică Bucureşti II
Bulevardul Ana Ipătescu, 21
Bucureşti, România

Coordonate geografice

Latitudine : 44° 25'N
Longitudine : 26° 06E

Altitudine : 78 metri

Istoricul staţiei. Staţia a intrat în funcţiune în ziua de 15 decembrie 1965, activitatea ei fiind coordonată de Secţia de seismologie a Centrului de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România.

CONDIŢIILE DE MEDIU ALE STAŢIEI

Geografia locală. Staţia este situată în centrul oraşului pe Bulevardul Ana Ipătescu nr. 21. La circa 2 km se află lacul Herăstrău, cel mai mare lac al capitalei, iar la 1 km rîul Dîmboviţa.

Legătura staţiei cu alte construcţii sau alte structuri făcute de mîna omului. Fiind situată în centrul oraşului, staţia se află în vecinătatea principalelor instituţii culturale şi administrative : Universitatea din Bucureşti, Institutul de ştiinţe economice şi planificare „ V. I. Lenin", Academia Republicii Socialiste România, Consiliul de Miniştri, Casa „Scînteii". Pe Bulevardul Ana Ipătescu este un trafic intens de autoturisme, autobuze şi troleibuze. La circa 1,5 km se află cea mai mare gară a capitalei, Gara de Nord.

Geologia locală. Staţia este situată pe depozite sedimentare formate din nisip.

APARATURA STAŢIEI

Amplificarea componentelor :

SP : NV-SE 14,5

Fondul şi zgomotul :

Perioadele microseismelor predominante : $T_H = 5{,}0$ s.

Amplitudinile medii : 1,3 μ — amplitudinea orizontală medie anuală.

Observaţii. Activitatea microseismică variază în timpul anului ; se observă un maxim absolut în perioada septembrie-decembrie şi un minim în perioada mai-august ($A_H < 1$ μ).

Amplitudinea care se întîlneşte cel mai des corespunde valorii $A_H = 0{,}6$ μ. T_H variază între 2,8—8,3 s [6].

Proiectele de cercetare în viitor. Staţia seismică Bucureşti II va contribui la înregistrarea cutremurelor apropiate puternice, completînd Staţia seismică Bucureşti I.

Primită la redacţie la 15 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. V. Kárník, *Seismicity of Europa*, III, UGGI, 23 (1963).
2. G. Petrescu, *Dare de seamă asupra activităţii serviciului seismologic.* St. cerc. astronomie şi seismologie, *I* (1956).
3. C. Radu, *Contribuţii la modernizarea reţelei seismice a României*, Bucureşti, 1965 (manuscris).
4. Д. П. Кирнос, *Некоторые вопросы инструментальной сейсмологии.* Тр. Геофиз. Ин-та АН СССР, *29* (154)(1955).
5. Handbook World, *Wide Standard Seismograph Network.* Institute of Science and Technology, Michigan, 1965.
6. G. Petrescu, D. Jianu, A. Ghişe, *Date asupra agitaţiei microseismice înregistrată la Bucureşti*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **3**, *2* (1965).

MICRORAIONAREA SEISMICĂ A ORAȘULUI BACĂU

DE

NICOLAE MÎNDRESCU

Comitetul Geologic, întreprinderea „Prospecțiuni și laboratoare", București, Calea Griviței nr. 64

În lucrare au fost prezentate rezultatele cercetărilor geologice efectuate pe teritoriul orașului Bacău în 1963, pe baza cărora au fost delimitate două microraioane seismice. Primul are gradul 8, iar al doilea gradul 7 de seismicitate.

Pentru amplasarea diferitelor obiective industriale, social-economice și construcții civile se recomandă folosirea terenurilor din cuprinsul microraionului cu gradul 7 de seismicitate.

Avînd în vedere interesul economic pe care îl prezintă microraionarea seismică, Comitetul Geologic, prin Serviciul de geologie-tehnică al întreprinderii „Prospecțiuni și laboratoare", a inițiat o serie de cercetări în scopul microraionării seismice a unor centre populate.

După cum se știe, pentru calculul structurilor de rezistență ale clădirilor amplasate în zone cu intensă activitate seismică, se utilizează și coeficientul seismic (K_s), corespunzător gradului maxim de intensitate seismică ce ar putea afecta regiunea respectivă. Microraionarea seismică permite corectarea gradului de intensitate seismică, respectiv a coeficientului seismic (K_s), în funcție de condițiile seismogeologice locale. Acest lucru, după cum e și firesc, duce la dimensionarea reală a construcțiilor, conferindu-le totodată un grad sporit de siguranță.

În lucrarea de față ne propunem să prezentăm unele dintre rezultatele cercetărilor efectuate în vara anului 1963 pe teritoriul orașului Bacău în scopul stabilirii microraioanelor de seismicitate.

★

Desigur, microraionarea seismică a unei regiuni nu poate fi abordată fără a ține seama de condițiile seismotectonice ale teritoriului din cuprinsul căruia aceasta face parte și care determină direct comportarea sa în cazul unui eventual seism.

Pentru orașul Bacău ar trebui discutată seismogeneza zonei din fața Carpaților, caracterizată printr-o intensă activitate seismică. Cadrul restrîns al lucrării, precum și faptul că perimetrul cercetat de noi se află oarecum la periferia acestei zone, nu ne permite o amplă prezentare a acestei probleme, care de altfel a constituit obiectul a numeroase studii și cercetări ale căror

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P. 229–235, BUCUREȘTI, 1966

rezultate au fost publicate în diferite lucrări, printre care un loc deosebit îl deţine lucrarea cu caracter monografic a prof. I. Atanasiu [1].

Cercetări mai recente au adus preţioase contribuţii la cunoaşterea seismogenezei teritoriului Republicii Socialiste România şi în special a zonei de la exteriorul Carpaţilor, datorită gradului înalt de obiectivitate propriu măsurătorilor instrumentale care au stat la baza acestora.

S-a studiat atît regiunea focarelor adînci din Vrancea [5], [6], [7], cît şi focarele din scoarţă [2], [7], pentru a nu aminti decît cîteva dintre numeroasele lucrări care au dezbătut această problemă.

În cele ce urmează vom prezenta pe scurt unele focare locale din vecinătatea oraşului Bacău, puse în evidenţă cu ocazia unor cutremure mai vechi [1]. Acestea, după I. Atanasiu, sînt : Prăjeşti (1909, gradul 3) ; Buhociu (1896, gradul 3) şi Gîşteni (1894, gradul 4 ; 1896, gradul 5 ; 1908, gradul 5).

Ultimele două localităţi au fost unite de I. Atanasiu printr-o „linie de sensibilitate seismică" orientată nord-sud, a cărei extremitate nordică se apropie foarte mult de oraşul Bacău.

Cu toate că, aşa cum am arătat mai sus, oraşul Bacău se află la „periferia" teritoriului extracarpatic intens afectat de mişcările seismice, faptul că în timpul cutremurului de la 10 noiembrie 1940 pe linia seismică Gîşteni-Buhociu s-a înregistrat o culminaţie de gradul 8 ne îndreptăţeşte să considerăm perimetrul cercetat ca înscriindu-se în zona de macroraionare de gradul 8.

★

Perimetrul cercetat, cuprinzînd oraşul Bacău şi cartierele învecinate, este situat în amonte de confluenţa riului Bistriţa cu Siretul.

În general, relieful este reprezentat prin terase a căror altitudine relativă scade în trepte de la vest spre est. Dintre acestea au putut fi separate pe malul drept al Bistriţei nivelele de terasă de 30 m ; 10÷12 m ; 2÷3 m.

Pe malul stîng al Bistriţei în partea estică a perimetrului se află nivelul terasei de 20 ÷ 25 m.

Cea mai mare parte a oraşului este instalată pe malul drept al Bistriţei, pe nivelul terasei de 10÷12 m.

Din punct de vedere geologic, depozitele cele mai vechi revin sarmaţianului şi sînt alcătuite din argile şi argile marnoase, uşor nisipoase. Aceste formaţiuni constituie, de fapt, roca de bază în zona cercetată.

La zi se întîlnesc aproape în exclusivitate formaţiuni cuaternare, reprezentate prin depozite aluvionare, alcătuite din bolovănişuri, galeţi, pietrişuri şi nisipuri, peste care se dispun depozite argilo-prăfoase (loessoide). Variaţia grosimii depozitelor cuaternare poate fi urmărită în figura 1.

În masa acestor depozite au fost separate două complexe litologice :

a) complexul cu bolovănişuri, galeţi, pietrişuri şi nisipuri ;

b) complexul argilo-prăfos (loessoid).

Primul complex are cea mai mare răspîndire în luncile rîurilor Bistriţa şi Siret, avînd grosimea medie de 4,5 m, cea maximă depăşind 9 m.

Complexul loessoid este răspîndit mai ales în cuprinsul nivelelor de terasă de 30 m şi 10÷12 m, precum şi în cuprinsul terasei Săuceşti (20÷25 m).

Grosimea maximă a complexului este de 16 m în terasa de 20 ÷ 25 m de pe malul stîng al Bistriţei.

Caracteristicile geologice-tehnice ale complexului argilo-prăfos au fost analizate în altă lucrare [4] ; aici vom prezenta pe scurt unele caracteristici fizico-mecanice ale acestor depozite [1].

[1] Au fost luate în consideraţie rezultatele încercărilor fizico-mecanice prezentate în *Studiul pentru sistematizarea oraşului Bacău*, T.T.G., 1954.

Din punct de vedere granulometric, complexul este alcătuit din argile (20—70%), prafuri (25—67%) şi nisipuri (0—20%). Densitatea aparentă are valori cuprinse între 1,52 g/cm³ şi 1,94 g/cm³. Gradul de saturaţie are valori între 0,25 şi 0,80, fiind considerate, după STAS 1917-50, ca roci umede.

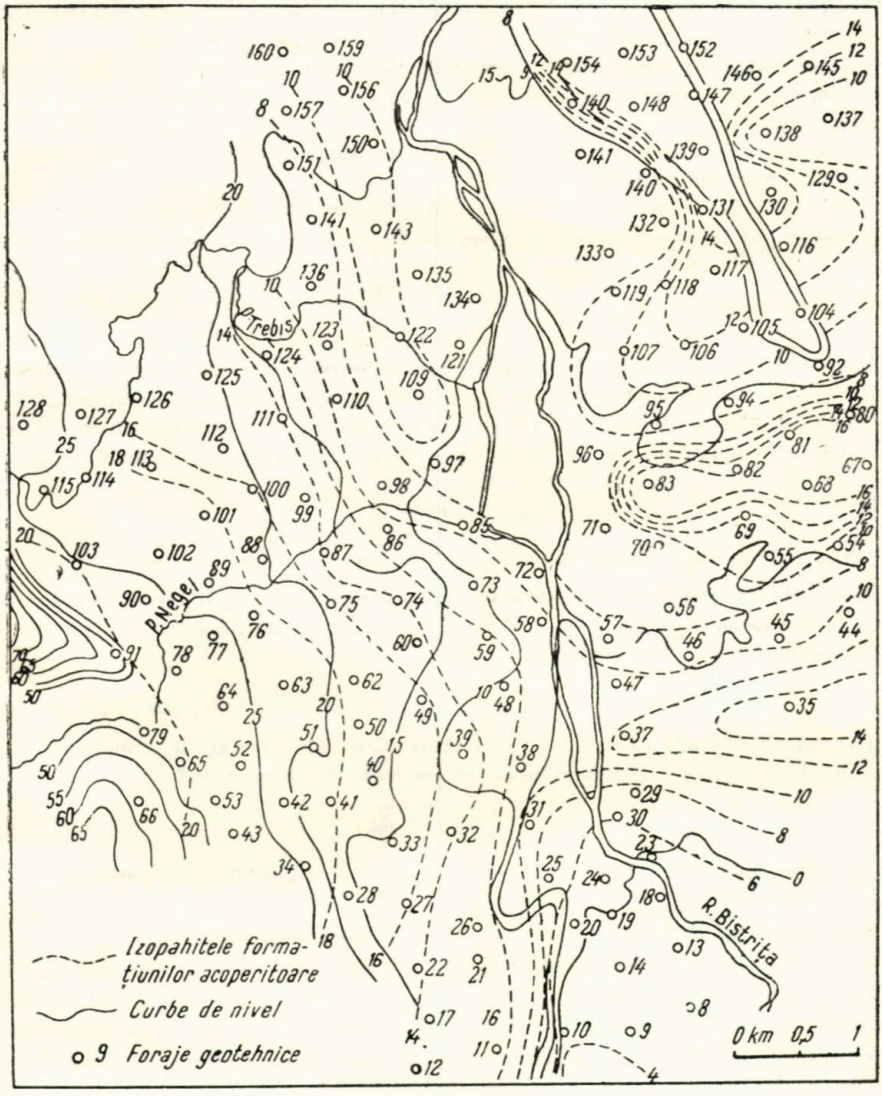


Fig. 1. — Harta formaţiunilor acoperitoare cuaternare.

Coeficientul de tasare suplimentară prin înmuiere are valori cuprinse între 3 mm/m şi 95 mm/m. Depozitele sînt considerate din acest punct de vedere sensibile la înmuiere. Valorile

modulului de compresibilitate (50—250 kg/cm²) indică existența rocilor de compresibilitate medie și puțin compresibile.

★

Pentru microraionarea seismică a orașului Bacău și a zonei preorășenești s-a utilizat metoda elaborată în urma cercetărilor efectuate de specialiștii Institutului de fizică a Pămîntului de pe lîngă Academia de Științe a U.R.S.S., conduse de S. V. Medvedev [3].

Metoda folosește măsurătorile instrumentale ale vitezei de propagare a undelor longitudinale (v) în depozite sedimentare superficiale, precum și valori ale densității rocilor (ρ) din zona respectivă.

Produsul acestor valori caracterizează rigiditatea seismică a rocilor și, în funcție de aceasta, se stabilesc microraioanele de seismicitate.

S. V. Medvedev, pornind de la considerentul că mărimea corecției intensității seismice depinde integral de fizica terenurilor de la suprafață, a stabilit o formulă empirică de forma

$$\Delta_n = 1{,}67 \lg \left(\frac{v_0 \rho_0}{v_n \rho_n} \right), \tag{1}$$

unde Δ_n este corecția gradului de seismicitate în terenurile avînd parametrii v_n și ρ_n, luîndu-se ca etalon terenul cu parametrii v_0 și ρ_0 (ca etalon se consideră în mod obișnuit granitul).

Pentru stabilirea influenței nivelului hidrostatic asupra caracteristicilor fizice ale terenului și, implicit, asupra comportării acestuia în timpul unui eventual cutremur, s-a utilizat relația

$$\Delta_a = e^{-0{,}04h^2}, \tag{2}$$

în care h este adîncimea nivelului hidrostatic.

S-au stabilit corecțiile intensității seismice (Δ_n) pentru fiecare tip litologic din perimetrul cercetat, în funcție de rigiditatea seismică [2]), la care s-au adăugat corecțiile determinate de condițiile hidrogeologice (Δ_a), conform formulei

$$n_1 = 1{,}67 \left[\lg (v_0 \rho_0) - \lg (v_n \rho_n) \right] + e^{-0{,}04h^2}. \tag{3}$$

Pe schița din figura 2 au fost trecute corecțiile intensității seismice (Δ_{n2}), ale căror valori sînt cuprinse între $+0{,}3$ și $-0{,}9$. Acestea au fost obținute cu ajutorul relației

$$\Delta_{n2} = n_1 - n_{1\,\text{med.}}, \tag{4}$$

unde $n_{1\,\text{med}}$ reprezintă media corecției intensității seismice corespunzătoare terenurilor din luncile Bistriței și Siretului și are valoarea 2,2.

S-a aplicat relația de mai sus luîndu-se în considerare următoarele :

a) cutremurele puternice provocate de focarul adînc din Vrancea (care, după cum s-a văzut, în cazul cutremurului din 10.XI.1940 a determinat, pe linia de sensibilitate seismică Gîșteni-Buhociu, o culminație de gradul 7) se repetă la intervale de timp destul de mari ;

b) cutremurele provocate de focarele locale (din scoarță) au intensitatea redusă, nedepășind (pentru cutremurele asupra cărora avem informații) gradul 5 ;

c) distanța epicentrală (față de epicentrul din zona Vrancea) este de aproximativ 100 km ;

---

[2]) Vitezele de propagare ale undelor longitudinale (v) în diferite tipuri litologice întîlnite pe teritoriul cercetat au fost stabilite, prin analogie, după S. V. Medvedev [3].

d) în regiune nu se întîlnesc mari diferențe de nivel, relieful fiind reprezentat aproape în exclusivitate prin terase a căror altitudine relativă maximă nu depășește 30 m.

În tabela 1, sînt date valorile corecțiilor gradului de seismicitate (Δ_{m_2}) pentru principalele tipuri litologice întîlnite în zona orașului Bacău.

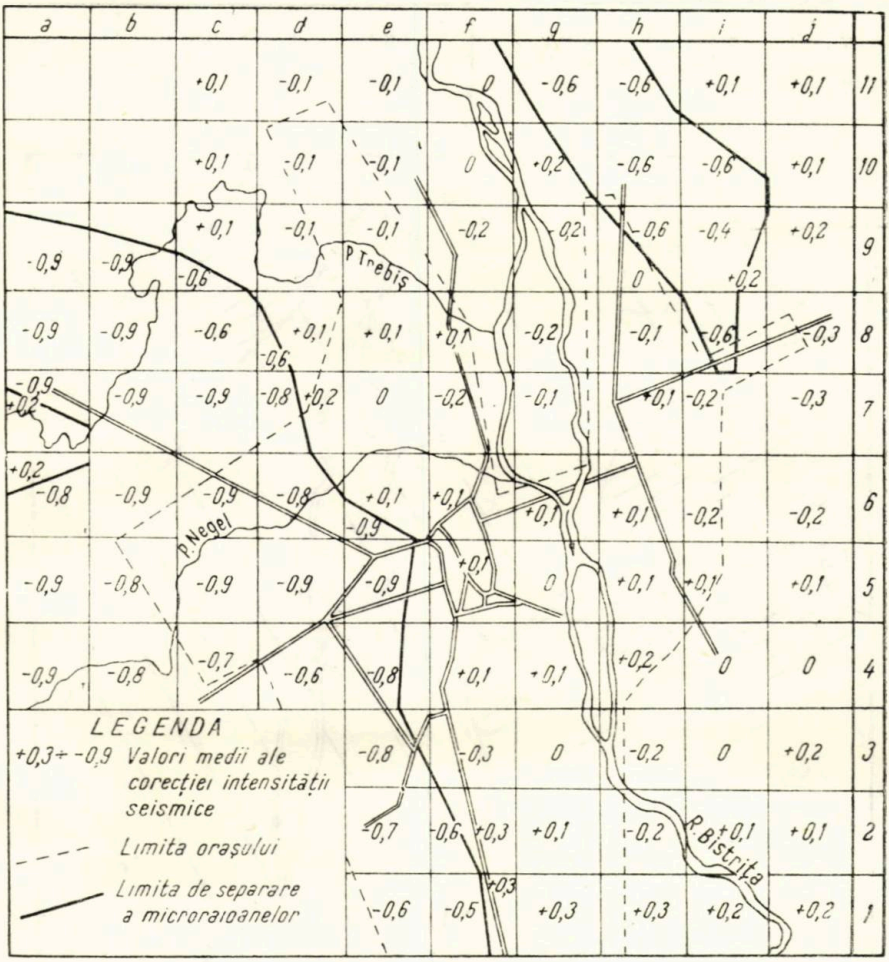


Fig. 2. — Repartizarea corecțiilor intensității seismice în funcție de condițiile litologice și hidrogeologice (orașul Bacău).

Valorile înscrise în carouri (fig. 2) sînt mediile stabilite între valorile corecțiilor fiecărui punct de observație din caroul respectiv (în fiecare carou au existat cel puțin 3 puncte de observație).

Corecțiile sînt adăugate gradului de seismicitate, respectiv gradul 8, obținîndu-se astfel două microraioane : primul microraion are gradul 8 de intensitate seismică, iar al doilea gradul 7.

Tabela 1

Adîncimea N.H. (m)	Prafuri argiloase	Prafuri argilo-nisipoase	Argile, argile-nisipoase	Nisip grosier pietriș, galeți	Umpluturi
1	+0,2	+0,3	+0,1	0,0	—
5	−0,3	−0,2	−0,4	−0,5	—
⩽10	−0,8	−0,7	−0,9	—	+0,2

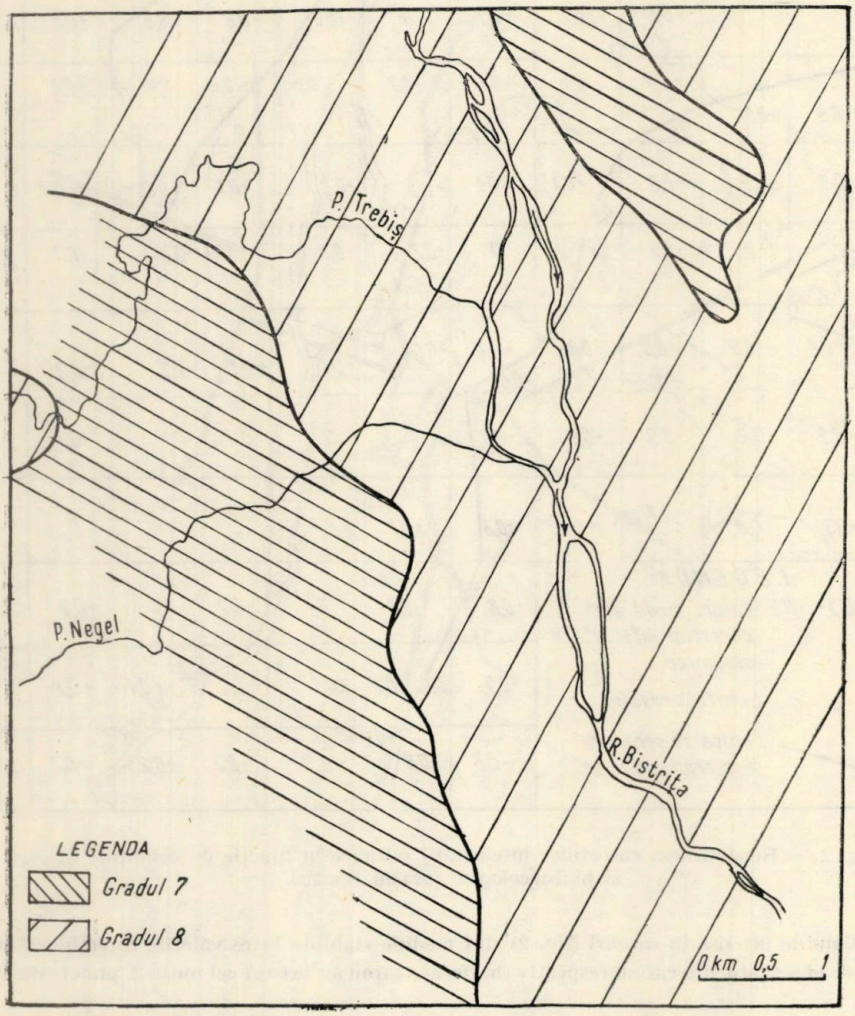


Fig. 3. — Schița microraionării seismice a orașului Bacău.

Microraionul cu gradul 8 de seismicitate (fig. 3) cuprinde cea mai mare suprafaţă din teritoriul cercetat, ocupînd luncile Bistriţei şi Siretului, precum şi terasa de 2÷3 m.

Tot în acest microraion sînt trecute şi zonele versanţilor abrupţi, precum şi o mică suprafaţă de teren situată în partea vestică a perimetrului, în apropierea cartierului Baraţi.

Limita care separă cele două microraioane urmăreşte aproximativ terminaţia estică a nivelului terasei de 10÷12 m de pe malul drept al Bistriţei.

Această limită se apropie în partea sudică a perimetrului de Bul. Mărăşeşti, traversează calea ferată în apropierea stadionului, după care se îndreaptă spre nord-vest,traversînd calea ferată Bacău-Roman în apropierea semnalului de distanţă.

În partea nord-estică a perimetrului, limita de separaţie a celor două microraioane urmăreşte zonele de trecere de la nivelul terasei de 2÷3 m la cel de 20÷25 m.

Microraionul cu gradul 7 de seismicitate ocupă aproape în întregime nivelul terasei de 10÷12 m de pe malul drept al Bistriţei, precum şi terasa de 20÷25 m.

★

Din cele prezentate în lucrarea de faţă se desprind următoarele concluzii :

1. Zona cercetată se află, din punctul de vedere al seismicităţii, sub influenţa „regiunii hipocentrale" adînci din Vrancea. Focarele din scoarţă, pe lîngă faptul că s-au manifestat destul de rar, nu au depăşit gradul 5 de intensitate seismică.

2. Corecţia gradului de seismicitate (Δ_{n2}) a fost determinată în cea mai mare măsură de adîncimea nivelului hidrostatic.

3. Pentru eventualele obiective industriale şi pentru construcţiile civile prevăzute a fi construite în regiune se recomandă folosirea terenurilor din cuprinsul microraionului cu gradul 7 de seismicitate fapt care ar duce la realizarea unor însemnate economii de materiale şi forţă de muncă.

Primită la redacţie la 15 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. I. Atanasiu, *Cutremurele de pămînt din România.* Edit. Academiei R.P.R., Bucureşti, 1961.
2. D. Enescu, *Mecanismul de producere a unor cutremure carpatice cu focarul în scoarţa terestră.* Comunicările Acad. R.P.R., **XII**, *12* (1962).
3. С. В. Медведев, *Инженерная сейсмология*, Москва, 1962.
4. N. Mîndrescu, *Raport asupra cercetărilor geologice tehnice privind microraionarea seismică a oraşului Bacău.* Arhiva Comitetului Geologic, 1963.
5. Gh. Petrescu, C. Radu, *Seismicitatea şi raionarea seismică a teritoriului R.P.R. în intervalul* 1900—1958. St. cerc. astr. seismol., **VI**, *2* (1961).
6. Gh. Petrescu, C. Radu, P. Ionescu-Andrei, *Activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în 1959. Consideraţii asupra astenosferei şi structurii scoarţei în regiunea Vrancea.* St. cerc. astr. seismol., **VI**, *2* (1961).
7. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul puternicelor cutremure carpatice din anul 1940.* An. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, (Seria nouă) Secţiunea II, b. geologie-geografie, **VIII** (1962).

ASUPRA MICRORAIONĂRII SEISMICE A ORAȘULUI BÎRLAD

DE

NICOLAE MÎNDRESCU

Comitetul Geologic, Întreprinderea „Prospecțiuni și laboratoare", București, Calea Griviței nr. 64

Înscriindu-se în efortul general pentru dezvoltarea economiei naționale, o serie de cercetări întreprinse în cadrul Comitetului Geologic au ca scop stabilirea coeficienților de seismicitate proprii unor regiuni cu seismicitate ridicată, în care, conform planurilor de perspectivă, se vor amplasa diferite obiective industriale sau civile. După cum se știe, coeficientul de seismicitate (K_s), de care se ține seama în calculul structurilor de rezistență ale clădirilor, variază în funcție de gradul de intensitate seismică.

În cele ce urmează vom prezenta o parte din rezultatele cercetărilor efectuate în scopul microraionării seismice a teritoriului orașului Bîrlad.

★

Așezat în unitatea structurală cunoscută sub numele de Depresiunea Bîrladului, orașul Bîrlad are poziția determinată de următoarele coordonate geografice: long. estică 27°41′, lat. nordică 46°15′.

Existența unor fracturi cu extindere regională, care separă elementele structurale majore, și a altora de mai mică amploare, care au generat structura în blocuri a regiunii, dau acestei unități structurale un pronunțat caracter de instabilitate tectonică.

Depresiunea Bîrladului, instalată probabil la sfîrșitul orogenezei hercinice pe un graben între platforma Moldovenească la nord și Promontoriul Nord-Dobrogean la sud, se pare că a funcționat ca un culoar între Depresiunea Precarpatică și Depresiunea Predobrogeană de la est de Prut.

Trecerea de la Platforma Moldovenească la Depresiunea Bîrladului se face prin intermediul unor fracturi corespunzătoare unor căderi în trepte a fundamentului, iar raporturile Promotoriului Nord-Dobrogean cu aceasta sînt de asemenea tectonice.

Zona de maximă subsidență a Depresiunii Bîrladului, orientată vest-est, este jalonată de localitățile Bîrlad-Murgeni. Din datele seismice [3] rezultă că depozitele sedimentare din această zonă ating grosimea de 5 000 m. În cuvertura depozitelor sedimentare s-au pus în evidență o serie de fracturi care delimitează mai multe compartimente, aflate la diferite adîncimi. În majoritate, aceste falii se plasează în zona de fracturi ale fundamentului, fapt care denotă că au fost generate de mișcările mai tîrzii ale blocurilor din fundament.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 1, P. 237–244, BUCUREȘTI, 1966

Mişcările seismice care au loc în zilele noastre, declanşate din focare aflate fie în scoarţa terestră [4], [6], fie în regiunea focarelor adînci din Vrancea ($h \geqslant 100$ km), arată că evoluţia geosinclinalului carpatic continuă şi azi.

Trebuie menţionat că mişcările provocate de focarele din scoarţa terestră sînt de mică intensitate, pe cînd cele provocate de focarele adînci sînt adesea deosebit de violente [1], [2], [4], [6].

Cutremurul despre care avem cele mai multe informaţii şi care de altfel a provocat cele mai mari distrugeri pe teritoriul României este cel din 10.XI. 1940 ($I_0 = 9-10$ grade; $M = 7{,}4$).

Acest cutremur, al cărui focar a fost localizat la 130 km adîncime în zona de curbură a Carpaţilor,a afectat o suprafaţă de teren de peste 2 000 000 km^2 [7].

★

Numeroasele documente aflate în arhiva Comitetului Geologic, în Arhivele statului din oraşul Bîrlad, precum şi la persoane particulare, ne-au permis aprecierea comparativă a distrugerilor provocate de cutremurul din 10.XI.1940 în diferite cartiere ale oraşului Bîrlad.

În fişele tehnice pe baza cărora s-au stabilit gradele de intensitate seismică, au fost trecute clădirile civile şi cele cu caracter social-cultural. Nu au fost luate în consideraţie construcţiile anexe, cum sînt magaziile, cămările, garajele etc. De asemenea nu au fost considerate ca indicatori construcţiile din lemn, de altfel puţin răspîndite în regiune, care nici nu au suferit stricăciuni însemnate, precum şi construcţiile din chirpici, care au fost degradate în mare măsură de inundaţiile din 1932 şi 1936.

Au fost cercetate un număr de 1 145 de clădiri din cărămidă, repartizate în două grupe :

— *grupa a*, cuprinzînd clădiri numai cu parter şi cu pereţii de susţinere din cărămidă. La aceste clădiri, mortarul pentru fixarea cărămizilor este de lut, mai rar de ciment. Planşeul este din lemn, fără legături de ancoraj cu pereţii. Adîncimea de fundaţie nu depăşeşte decît foarte rar 0,50 m. Acoperişul este de tablă, iar forma clădirilor (în plan) este dreptunghiulară, uneori în formă de L ;

— *grupa b*, cuprinzînd clădiri cu unul sau două etaje, avînd pereţii de susţinere din cărămizi prinse cu mortar de var şi ciment. Clădirile nu au consolidări antiseismice. Planşeele sînt din lemn, uneori susţinute de grinzi metalice, iar acoperişul este de tablă.

★

După gradul stricăciunilor, clădirile cercetate au fost împărţite în 4 categorii pentru fiecare dintre grupele stabilite mai sus :

— *categoria I* cuprinde clădirile care s-au *prăbuşit* la cutremur ;

— *categoria a II-a* cuprinde clădirile care au suferit *distrugeri* (în urma cărora unele au fost dărîmate) ;

— *categoria a III-a* cuprinde clădirile care au căpătat *avarii grave* ;

— *categoria a IV-a* cuprinde clădirile cu *avarii uşoare*.

Din numărul total de 1 145 de construcţii de cărămidă implicate în seism, aproximativ 44 % au suferit stricăciuni.

În funcţie de stricăciunile suferite, clădirile au fost încadrate în categoriile stabilite mai sus.

Exprimarea procentuală a stricăciunilor este prezentată în tabela 1.

În categoria I, *prăbuşiri*, au fost trecute clădirile ai căror pereţi de susţinere şi planşee s-au prăbuşit la cutremur.

Tabela 1

Grupa de clădire	Categoria de stricăciune %			
	prăbuşiri	distrugeri	avarii grave	avarii uşoare
a	1	28	32	39
b	1	24	58	17

Categoria a II-a, *distrugeri*, cuprinde clădirile care şi-au păstrat în general gabaritul, dar pereţii sînt puternic degradaţi. Uneori s-a produs surparea unor porţiuni din clădrie. Adesea, datorită însemnatelor stricăciuni, repararea construcţiilor a fost foarte dificilă sau chiar imposibilă.

Categoria a III-a, *avarii grave*, cuprinde clădirile la care s-au prăbuşit cornişele, frontoanele, sobele, grilajele şi ai căror pereţi au crăpături însemnate. Clădirile pot fi reparate cu oarecari cheltuieli.

În categoria a IV-a, *avarii uşoare*, sînt trecute clădirile la care s-au prăbuşit coşurile de fum şi au apărut mici crăpături şi fisuri în pereţi etc.

Pentru ilustrarea diferitelor categorii de stricăciuni, prezentăm o serie de fotografii.

În figura 1 se reprezintă o clădire din *grupa a*. În plan, clădirea are o formă dreptunghiulară. Pereţii de susţinere sînt din cărămidă. Mortarul este de lut. Acoperişul este de lemn şi de tablă. După stricăciunile suferite, clădirea se include în categoria I, *prăbuşiri*.

În figura 2 se reprezintă clădirea şcolii „C. Robu", care face parte din *grupa b*. Ea este construită din cărămizi prinse cu mortar de var şi ciment. Planşeul este din lemn. Clădirea nu are centuri antiseismice. Acoperişul este de tablă. Porţiuni însemnate din pereţii exteriori ai încăperilor de la etaj s-au prăbuşit, iar acoperişul s-a degradat în mare măsură. Clădirea se încadrează în categoria a II-a, *distrugeri*.

În figura 3 se înfăţişează clădirea în care actualmente funcţionează Casa pionierilor din Bîrlad. Construcţia face parte din *grupa a* şi este construită din cărămizi prinse cu mortar de var şi ciment. În plan clădirea are o formă pătrată. Planşeele au grinzi de lemn. La cutremur, frontoanele s-au prăbuşit, iar pereţii au căpătat crăpături însemnate. Datorită acestor stricăciuni, clădirea a fost inclusă în categoria a III-a, *avarii grave*.

În figura 4 se reprezintă clădirea fostei şcoli profesionale de fete. Construcţia face parte din *grupa b* şi are pereţii de sprijin din cărămizi prinse cu mortar de var şi ciment. Planşeul are grinzi metalice. La cutremur clădirea a căpătat crăpături şi fisuri în tencuială. După stricăciunile suferite, clădirea se încadrează în categoria a IV-a, *avarii uşoare*.

Pentru evaluarea comparativă a stricăciunilor suferite de clădirile din oraşul Bîrlad, pe planul oraşului (fig. 5) a fost trasat un caroiaj, avîndu-se în vedere ca în fiecare carou să se găsească cel puţin 20 clădiri şi nu mai mult de 70.

Considerînd că pentru fiecare categorie de stricăciune a fost necesară o anumită acceleraţie a mişcării terenului de fundaţie, am întocmit tabela 2, în care este exprimată corelaţia dintre gradul cutremurului şi acceleraţia sa minimă, pe de o parte, şi categoria de stricăciune provocată de aceasta [1]), pe de altă parte.

[1]) Valorile acceleraţiei minime, corespunzătoare gradelor de intensitate seismică, sînt date după scara seismică OCT BKC — 4537 [5].

Fig. 1. — Clădire prăbușită în urma cutremurului din 10.XI.1940.

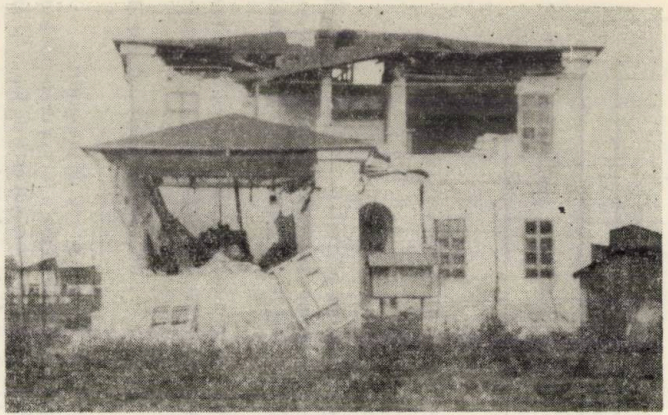


Fig. 2. — Școala „C. Robu", distrusă de cutremurul din 10.XI.1940.

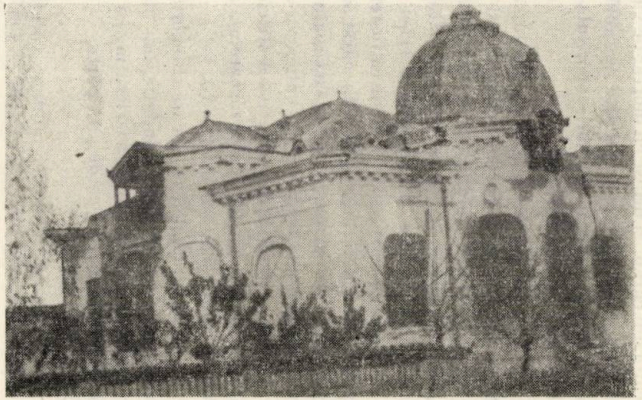


Fig. 3. — Clădire grav avariată (Casa pionierilor).

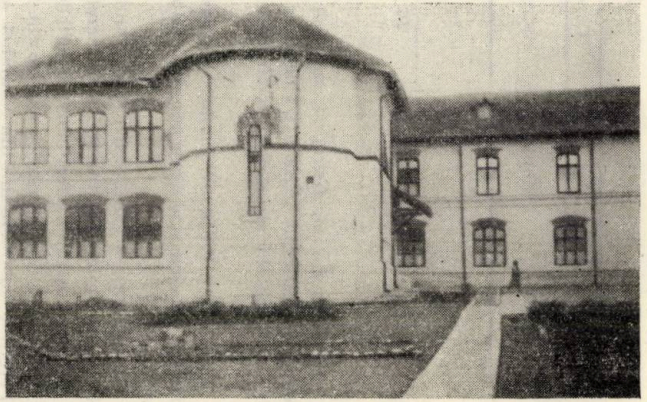


Fig. 4. — Școala profesională, ușor avariată de cutremurul din 10.XI.1940.

În aceeași tabelă sînt trecute valorile indicelui de distrugere (I_d), obținut cu ajutorul relației

$$I_d = \frac{a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \ldots + a_nx_n}{a_m \cdot X} \cdot 100, \quad (1)$$

unde

$a_1, a_2, a_3, \ldots, a_n$ — accelerația minimă corespunzătoare intensității seismice care a provocat categoria de stricăciune respectivă (cm/s²),

a_m — accelerația corespunzătoare intensității maxime a cutremurului înregistrat în zona cercetată (cm/s²),

$x_1, x_2, x_3, \ldots, x_n$ — numărul clădirilor care au suferit o anumită categorie de stricăciune,

$X = x_1 + x_2 + x_3 + \ldots + x_n$ — numărul total de clădiri din caroul respectiv,

I_d — indicele de distrugere propriu caroului respectiv.

Cu relația (1) s-a calculat indicele de distrugere pentru fiecare carou, iar valorile obținute sînt trecute în tabela 3.

Tabela 2

Gradul cutremurului	Accelerația minimă cm/s²	Categoria de stricăciune	Indicele de distrugere %
6	5	—	6
7	10	avarii ușoare	12
8	25	avarii grave	25
9	50	distrugeri	50
10	100	prăbușiri	100

Repartizarea teritorială a clădirilor care au suferit diferite categorii de stricăciuni este prezentată în figura 5.

Pe baza datelor prezentate în tabela 3, respectiv a indicelui de distrugere, s-a întocmit schița microraionării seismice a teritoriului cercetat. Au fost separate trei microraioane seismice *A*, *B*, *C* (fig. 6):

Microraionul A. Cuprinde carourile în care indicele de distrugere este mai mare de 25%. Conform tabelei 1, în acest microraion intensitatea șocului seismic a fost mai mare de gradul 8, dar mai mică de gradul 9.

Microraionul B. Cuprinde cel mai mare număr de carouri. Indicele de distrugere are valori cuprinse între 12 și 25%. Intensitatea cutremurului a atins gradul 8.

Microraionul C. În acest microraion sînt incluse carourile cu indicele de distrugere mai mic de 12%.

În urma analizei repartizării stricăciunilor provocate de cutremurul din 10.XI. 1940 construcțiilor din orașul Bîrlad, s-au constatat următoarele. Cele mai mari stricăciuni le-au

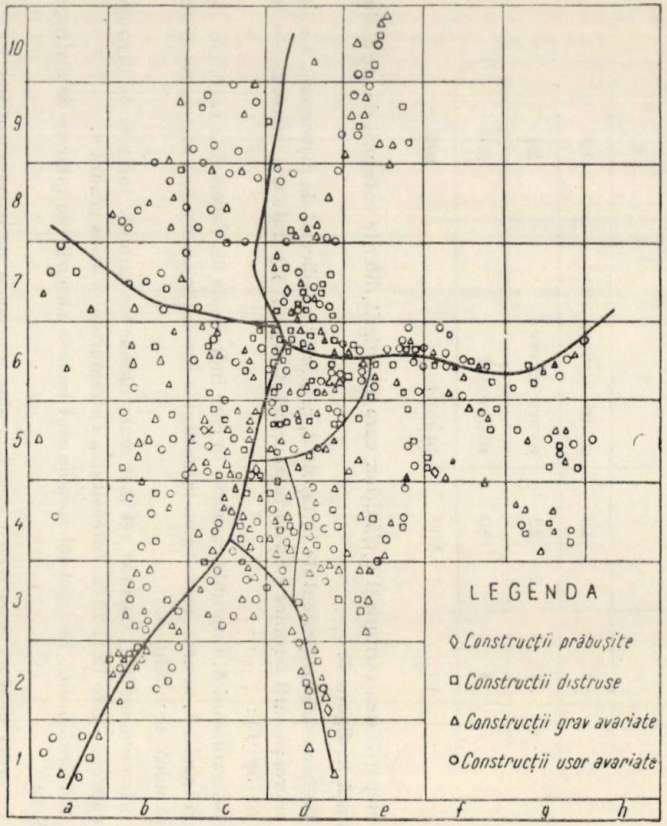


Fig. 5. — Schița repartizării teritoriale a clădirilor care au suferit stricăciuni în urma cutremurului din 10.XI.1940 (Orașul Bîrlad).

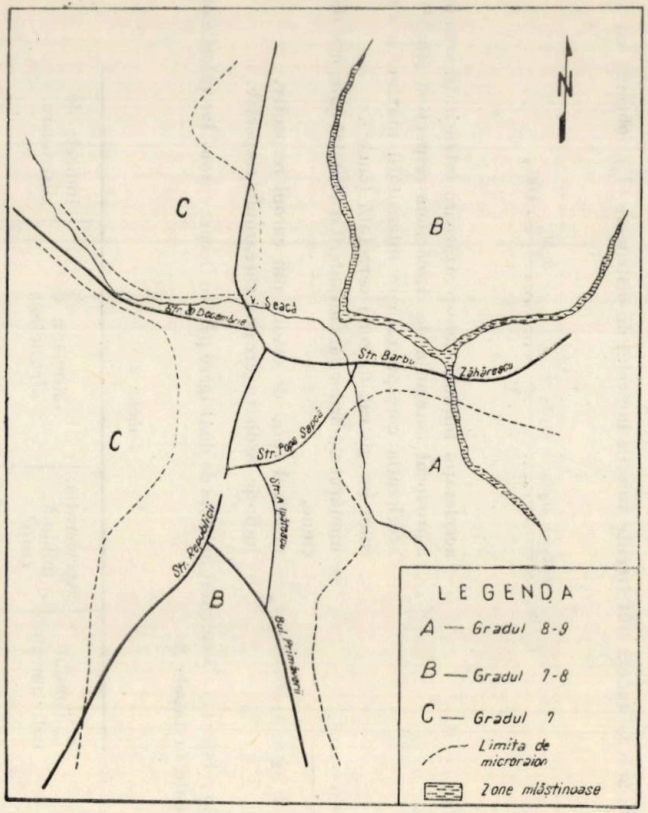


Fig. 6. — Schița microraionării seismice a orașului Bîrlad.

Tabela 3

Caroul	Indicele de distrugere %	Gradul cutremurului
a—1	10	VII
b—2	14	VIII
b—3	14	VIII
b—4	12	VII
b—5	10	VII
b—6	9	VII
b—7	10	VII
b—8	12	VII
c—3	17	VIII
c—4	14	VIII
c—5	15	VIII
c—6	12	VII
c—7	11	VII
c—8	8	VII
c—9	13	VIII
d—1	18	VIII
d—2	21	VIII
d—3	16	VIII
d—4	17	VIII
d—5	14	VIII
d—6	15	VIII
d—7	19	VIII
d—8	12	VII
e—3	30	IX
e—4	20	VIII
e—5	27	IX
e—6	18	VIII
f—5	25	IX
f—6	19	VIII
g—4	22	VIII
g—5	25	VIII
g—6	21	VIII

suferit clădirile amplasate în partea estică a orașului (microraionul *A*), în zona confluenței pîrîului Valea Seacă cu rîul Bîrlad. Terenul portant și de săpătură este alcătuit din argile, argile nisipoase și nisipuri cu intercalații de pietrișuri fine și grosiere. Grosimea acestor depozite este cuprinsă între 2—5 m. Nivelul hidrostatic se află la adîncimi cuprinse între 0—2 m.

În următorul microraion (*B*), care ocupă de altfel cea mai mare suprafață din teritoriul cercetat, numărul construcțiilor încadrate în diferite categorii de stricăciuni este foarte mare. Terenul de fundație este reprezentat aproape în exclusivitate de pietrișuri și nisipuri cu intercalații de argile și argile nisipoase, variabile ca grosime. În partea nord-estică a microraionului sînt o serie de bălți și zone mlăștinoase, reprezentînd vechi cursuri ale rîului Bîrlad. Nivelul hidrostatic se află cuprins între 0—6 m adîncime.

Situat în partea de vest a perimetrului cercetat, microraionul *C* se caracterizează prin cel mai mic număr de clădiri care au suferit „stricăciuni".

Terenul portant și de săpătură este reprezentat prin argile prăfoase nisipoase (loessoide). La diferite adîncimi în masa depozitelor loessoide se întîlnesc intercalații lentiliforme de nisipuri fine. Nivelul hidrostatic se află la adîncimi mai mari de 8 m.

Analiza rezultatelor prezentate mai sus indică o diferențiere a intensității macroseismice pe teritoriul orașului Bîrlad.

Remarcăm pentru microraionul *C* micșorarea intensității seismice cu un grad față de intensitatea de 8 grade, adoptată conform STAS 2923-63, fapt care arată o dată mai mult necesitatea studiilor amănunțite de microraionare seismică.

Cu alte ocazii vom prezenta rezultatele microraionării seismice instrumentale pe baza înregistrării microoscilațiilor terenului, a caracteristicilor fizico-mecanice a formațiunilor, a condițiilor hidrogeologice etc. Vom încerca de asemenea stabilirea unor relații de cauzalitate între acestea și repartizarea teritorială a clădirilor distruse de cutremurul din 10. XI. 1940 din orașul Bîrlad menționate în lucrarea de față.

Primită la redacție la 15 decembrie 1965

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cutremurele de pămînt din România.* Edit. Acad. R.P.R., București, 1959.
2. Beleș A., Ifrim M., *Elemente de seismologie inginerească.* Edit. tehnică, București, 1962.
3. Cornea I., *Contribuții geofizice la studiul structurii geologice a Depresiunii Bîrladului.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **2** (1964).
4. Enescu D., *Mecanismul de producere a unor cutremure carpatice cu focarul în scoarța terestră.* Comunicările Acad. R.P.R., **XII**, *12* (1962).
5. Медведев С. В., *Инженерная сейсмология.* Москва, 1962.
6. Petrescu G., Radu C., *Seismicitatea și raionarea seismică a teritoriului R.P.R. în intervalul* 1900—1958. St. cerc. astr. seismol., **2** (1961).
7. Popescu I. G., *Etude comparative sur quelques tremblements de terre de Roumanie du type de celui du 10 novembre* 1940, C. R. Acad., Sci. Roum., **V**, *3*, 205 (1941).

COLOCVIUL DE MAGNETISMUL ROCILOR ȘI PALEOMAGNETISM DE LA POTSDAM (28—30 OCTOMBRIE 1965)

Colocviul a fost organizat de Academia de Științe din Berlin (R. D. Germană), Institutul de geomagnetism.

Au luat parte circa 60 de delegați din diferite țări și 20 de cercetători ai Institutului de geomagnetism din Potsdam. Au fost reprezentate prin delegați următoarele țări: Anglia, R. P. Bulgaria, R. S. Cehoslovacă, Finlanda, R. D. Germană, R. F. Germană, Japonia, Olanda, R.P. Polonă, Republica Socialistă România, Turcia, R. P. Ungară, Uniunea Sovietică. Conducerea generală a avut-o prof. dr. Fanselau, directorul Institutului de geomagnetism. Ședințele au fost conduse de prof. Angenheister de la Universitatea din München, ajutat de dr. H. Frölich și H. Stiller. S-au prezentat peste de 30 de lucrări, care pot fi grupate astfel:
1) lucrări cu caracter general, 2) lucrări despre magnetismul rocilor, 3) lucrări de paleomagnetism.

1. Dintre lucrările cu caracter general enumerăm:

„Progresele recente ale cercetărilor paleomagnetice în S.U.A."—prof. *S. K. Runcorn* (Newcastle, Anglia). În lipsa prof. Runcorn, lucrarea a fost prezentată de dr. Creer și va apărea în volumul cu lucrările colocviului.

Prof. *G. Angenheister* a expus lucrările privind magnetismul rocilor, efectuate în ultimii 10 ani la Institutul de geofizică aplicată al Universității din München (R.F.G.) și cu ajutorul Observatorului geofizic din Bavaria. Pentru interpretarea anomaliilor magnetice găsite a fost necesar studiul magnetismului rocilor din formațiile geologice care produc anomaliile principale din Bavaria.

Paralel cu aceste măsurători s-au studiat proprietățile fizice ale componentelor minerale ferimagnetice: magnetite și titanomagnetite. De asemenea s-a studiat magnetizarea remanentă a unor probe din sondaje. S-a început studierea corelației dintre termoremanența magnetică și presiune la unele minerale paramagnetice.

Alți cercetători din R. F. Germană au expus lucrări generale de interes regional privind interpretarea profilelor și hărților magnetice, măsurători magnetice în regiunea vulcanică din Suabia, magnetizarea suevitelor din regiunea Ries-Nord, cercetări magnetice la contactul a două formații petrografice diferite (de ex. bazalt-gresie) ș.a.

2. În ce privește *magnetismul rocilor*, amintim mai ales comunicările:

„Despre inversarea magnetizării remanente la titanomagnetite și bazalte"—*A. Schult* (München).

„Asupra liniilor lui Bitter la suprafața cristalelor naturale de magnetit" — *H. Soffel* (München).

Dr. *K. Fromm* (Hanovra) a descris aparate noi utilizate în cercetările de magnetismul rocilor. Astfel, de exemplu, un magnetometru pentru ridicarea curbelor de histeresis pînă la temperatura de 650°C, un dispozitiv de demagnetizare în cîmpuri variabile şi altele.

„Cercetări experimentale asupra remagnetizării spontane a unor titanomagnetite şi hemoilmenite" — Dr. *C. N. Petrova* (Moscova). Cazurile observate de dr. Petrova la aceste minerale se pot explica în teoria lui Néel. Mai departe dr. Petrova arată că remagnetizarea spontană a titanomagnetitelor se observă de obicei numai după două sau trei încălziri prealabile. Temperatura remagnetizării este mai joasă cu 10—15°C decît punctul Curie. La hemoilmenite se observă o „regiune Curie" la temperaturi mai joase, de ordinul 260—290°C.

O lucrare interesantă este şi aceea prezentată de dr. *F. Fröhlich* (Potsdam) despre rolul simetriei reţelei cristaline asupra comportării magnetice a mineralelor.

H. Stiller (Potsdam) a arătat că la minerale magnetice, ca de exemplu magnetite şi titanomagnetite, se poate pune în evidenţă un domeniu Curie cu o lărgime pînă la 60°C. În acest domeniu proprietăţile magnetice dispar mai repede sau mai încet, în funcţie de structura mineralogică a materialului. Fenomenele care se petrec în acest domeniu Curie au o deosebită importanţă pentru discutarea termoremanenţei. Stiller mai arată că stabilizarea magnetică a probelor obţinută după demagnetizare se poate explica prin prezenţa unor „germeni" de magnetizare spontană la defectele de structură a mineralului.

Cercetătorul japonez *K. Kobayasi* s-a ocupat de remanenţa magnetică în legătură cu mărimea particulelor mineralului. A studiat, printre altele, materiale cu particule $<1\ \mu$ arătînd particularităţile magnetice ale acestor materiale. A considerat de asemenea efectul comprimării laterale a stratelor (*stress*), care modifică starea magnetică a mineralelor cuprinse în stratele comprimate.

K. M. Creer (Newcastle) a expus rezultatele cercetărilor sale asupra magnetizării unor strate roşii (*red beds*).

W. Neumann (Leipzig) a arătat că proprietăţile magnetice ale rocilor depind de procesele de formare a lor şi de prezenţa în corpul lor a mineralelor accesorii cu proprietăţi magnetice.

Cercetătoarea *Kadzialko-Hofmokl* (Varşovia) a măsurat proprietăţile magnetice ale unei formaţii întinse de dolerite de 350 m lungime din Turingia. Lucrînd cu peste 100 de probe, a arătat că se pot pune în evidenţă şapte zone petrografice diferite şi, ca urmare, cu proprietăţi magnetice deosebite.

J. Peter (Dresda) s-a ocupat de proprietăţile magnetice ale păturilor minerale foarte subţiri şi ale celor formate din particule foarte mici.

Mai citäm lucrarea a doi cercetători din Dresda : *K. Morgenstein* şi *W. Damm*, care au studiat cu ajutorul spectrografiei razelor X proprietăţile unor varietăţi de magnetite.

În general, studiile asupra proprietăţilor magnetice ale rocilor au scos în evidenţă complexitatea fenomenelor care intervin, şi anume : variaţia proprietăţilor magnetice cu cîmpul, cu presiunea, cu structura mineralogică a rocilor ; etalarea punctului Curie pe o regiune de cîteva zeci de grade de temperatură ; existenţa unor puncte Curie secundare şi alte fenomene care arată că aceste studii sînt mult mai diverse decît se credea în trecutul apropiat şi, ca urmare, cer astăzi metode noi de lucru şi aparatură adecvată. Sperăm că în viitorul foarte apropiat să se realizeze şi la noi astfel de studii.

3. În domeniul *paleomagnetismului*, cîteva dintre lucrările mai importante au fost următoarele :

„Cercetări paleomagnetice asupra unor andezite din Carpaţii Polonezi şi Cehoslovaci, determinînd declinaţia şi înclinaţia la epoca formării acestor roci — *A. Nairn* (Newcastle).

M. Krs (Praga) a expus cercetări de paleomagnetism asupra unor roci din formaţiile geologice din Boemia (devonian, carbonifer, triasic şi neogen). El a insistat asupra determinării

stabilității paleomagentice la probele studiate. Pentru măsurarea magnetismului remaneat a utilizat un „Rock-Generator" construit după V. Jelinek, care permite studiul rocilor foarte slab magnetizate.

Dr. *V. Bucha* (Praga) a expus cercetări paleomagnetice asupra unor roci din formațiile erelor precambrian, paleozoic și terțiar din Cehoslovacia.

Pentru toate determinările a utilizat un mare număr de probe de roci, a căutat stabilitatea magnetică și a făcut observații petrografice și fizice. Prelucrarea rezultatelor a dus la determinarea poziției polilor geomagnetici în epocile geologice respective. Din terțiar a studiat bazalte și roci sedimentare care au permis a deduce epoca inversiunii cîmpului magnetic. În afară de lucrarea precedentă de paleomagnetism, dr. V. Bucha a mai prezentat extrasele unei lucrări de arheomagnetism publicată în „Stud. geophys. et geod." t. 9 (1965). Lucrarea descrie determinările arheomagnetice făcute pe multe probe de lut ars din Cehoslovacia, cu o vechime începînd din anul 4 400 î.e.n. Relativ la această lucrare subliniem faptul că dr. V. Bucha propune ca metodă de cercetare în domeniul arheomagnetismului pe aceea propusă și publicată de noi cu doi ani mai înainte : anume determinarea vîrstei probelor prin metoda C^{14} și determinarea valorii elementelor arheomagnetice prin metode obișnuite pentru D, I și F.

H. J. Ulrich (Hanovra) a expus cercetări în legătură cu aplicațiile paleomagnetismului la probleme geologice.

H. Vollstädt (Potsdam) a expus lucrările sale, care sînt primele lucrări de paleomagnetism realizate în R.D.G. A lucrat cu roci efuzive terțiare din R.D.G. Pentru probele stabile a determinat poziția polilor geomagnetici în terțiar.

Noi am prezentat lucrările cercetătorilor români *A. Costaforu, St. Pătrașcu* și *Ec. Apostol* despre paleomagnetismul unor roci din mezozoic și paleozoic.

În general, din lucrările de paleomagnetism prezentate la colocviu a reieșit grija deosebită cu care trebuie alese probele de roci pentru ca să fim siguri că sînt stabile în ce privește vectorul magnetic remanent. S-au utilizat aparate foarte sensibile. S-au pus adesea în evidență inversări ale cîmpului geomagnetic în trecutul geologic.

Numărul mare de lucrări prezentate și citate arată importanța care se dă studiilor paleomagnetice în toate țările.

Am prezentat aici o scurtă relatare a unui material științific foarte bogat care a fost expus și discutat la Colocviul de la Potsdam. Din cauza spațiului restrîns de care dispun, am fost nevoit să las la o parte unele lucrări care nu sînt dintre cele mai puțin însemnate.

Informație bibliografică : *Kolloquium über Gesteins- und Paläomagnetismus, Vorträge, Potsdam*, 1965.

Acad. G. Atanasiu

REUNIUNEA DE LA VARȘOVIA PENTRU REALIZAREA HĂRȚILOR MAGNETICE UNITARE ALE ȚĂRILOR SOCIALISTE DIN ESTUL ȘI SUD-ESTUL EUROPEI

Reuniunea a avut loc la Varșovia în zilele de 1—3 noiembrie 1965, imediat după terminarea Colocviului de la Potsdam.

În acest scop, un număr de geofizicieni care au luat parte la colocviu s-au deplasat la Varşovia, unde au fost primiţi de colegii polonezi membri ai Institutului de geofizică al Academiei Poloneze de Ştiinţe.

Conducerea generală a reuniunii a avut-o prof. Manczarski iar lucrările au fost conduse efectiv de dr. Z. Malkowski, secretarul reuniunii. Lucrările au avut loc într-o sală a Academiei de Ştiinţe din Palatul Staszic. Au luat parte delegaţi din *R. P. Bulgaria*, *R. S. Cehoslovacă*, *R. D. Germană*, *R. D. Polonă*, *Republica Socialistă România* şi *R. P. Ungară*. În total au participat circa 20 de persoane.

În şedinţa de deschidere au rostit cuvîntări prof. Manczarski şi prof. Fanselau. Au urmat comunicări asupra lucrărilor recente de geomagnetism regional din ţările socialiste :

ing. *A. Dabrowski*, „Cercetări magnetice în legătură cu probleme geologice din Polonia" ;

prof. *G. Atanasiu* şi colaboratori „Valorile elementelor geomagnetice în Transilvania şi Banat la epoca 1960, 0".

Delegaţii celorlalte ţări au expus foarte pe scurt situaţia măsurătorilor magnetice regionale din ţările respective : dr. *Zidarov* (R. P. Bulgaria), dr. *Bucha* (R. S. Cehoslovacă), dr. *Kautzleben* (R.D.G.), dr. *Krzeminski* (R. P. Polonă) şi dr. *Wallner* (R. P. Ungară).

În partea a doua a lucrărilor, s-a discutat despre măsurătorile de legătură dintre observatoare. Au vorbit :

prof. *Fanselau* despre importanţa acestor lucrări ;

dr. *Grafe* despre măsurătorile de legătură dintre observatoarele Niemegk, Pruhonice, Tihany, Surlari, Panagiurişte şi Hel ;

ing. *A. Soare* şi *Alex. Ionescu* despre măsurătorile de legătură dintre Observatorul Surlari şi alte observatoare din Europa ; prof. *G. Atanasiu* a prezentat lucrările „Măsurători de comparaţie făcute cu aparatele QHM la Observatorul magnetic Niemegk" de T. Neştianu şi „Măsurători magnetice de legătură între Observatorul Surlari şi Observatoarele Krasnaia Pahra şi Niemegk" de *T. Neştianu* şi *V. Steflea* ;

ing. *W. Krzeminski* a vorbit despre compararea standardelor magnetice.

În partea a treia a reuniunii, care a avut loc în aceeaşi zi, s-au expus lucrările de legătură la frontierele ţărilor vecine, şi anume Ungaria — Cehoslovacia, R. D. G. — Cehoslovacia, Austria — Cehoslovacia, R.D.G. - Polonia.

După cum se vede, ţara noastră nu a realizat pînă acum astfel de lucrări de frontiere, dar sperăm să le putem face în viitor.

În partea a patra s-a discutat în continuare despre *variaţiile seculare* magnetice în diferite ţări participante.

În ziua a doua s-a redactat şi s-a iscălit protocolul reuniunii. Acest protocol, tradus în limba română, este pus la dispoziţia celor interesaţi.

S-a hotărît ca următoarea reuniune pentru hărţile magnetice unitare să aibă loc la Budapesta, o dată cu cel de-al XI-lea Simpozion al geofizicii ungare, în luna septembrie a anului 1966. Considerăm util ca pînă atunci să se asigure condiţiile necesare pentru a se efectua măsurătorile la frontiere.

În fine, în ziua a treia, o parte din participanţi s-au deplasat la Observatorul Geofizic de la Belsk, unde au vizitat observatorul şi au făcut măsurători de legătură.

Am vizitat Institutul de geofizică al Academiei Poloneze de Ştiinţe şi Observatorul de la Belsk. Institutul de geofizică este instalat temporar într-o aripă a clădirii unde se află şi Institutul de biologie. Institutul de geofizică depinde de Secţia de ştiinţe matematice, fizice şi naturale a Academiei şi nu are decît o legătură de colaborare cu geologia, ca şi Observatorul geofizic de la Belsk.

Din vizita rapidă pe care am făcut-o am cules unele informaţii preţioase în privinţa structurii şi funcţionării institutului. Acesta are 65 de cercetători cu studii superioare de specialitate şi un număr total de 150 de persoane, în care intră şi personalul administrativ. În ce priveşte Secţia de geomagnetism condusă de dr. Malkowski, ea are un număr de 20 de cercetători şi 10 tehnicieni. Se aşteaptă într-un viitor apropiat ridicarea clădirii pentru Institutul de geofizică.

Observatorul geofizic de la Belsk este situat la circa 40 km sud de Varşovia, lîngă o frumoasă pădure de *larix*. Este un observator nou, care s-a clădit după hotărîrea ca Observatorul de la Swider, care nu mai corespunde scopului său, să rămînă observator secundar al ţării.

Complexul Observatorului Geofizic de la Belsk cuprinde o clădire mai mare pentru administraţie şi laborator, o clădire pentru aparatele magnetice de înregistrare, o clădire pentru fizica atmosferii şi o clădire pentru locuinţe. O parte din personalul observatorului locuieşte acolo.

Vizita prea scurtă pe care am făcut-o la Institutul de geofizică şi la Belsk ne-a permis totuşi să vedem munca şi rezultatele bune pe care le obţin cercetătorii polonezi cu toate dificultăţile materiale pe care le mai au încă de învins. Printre altele am remarcat un magnetometru protonic, realizat la Institutul de geofizică, aparat care permite înregistrarea numerică, rapidă şi precisă a valorilor elementelor geomagnetice.

Reuniunea de la Varşovia s-a încheiat cu o consfătuire asupra viitoarei conferinţe privind geofizica regiunilor eurasiatice.

Acad. G. Atanasiu

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile:
- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine; numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. CUCUREZEANU, **Laseri**, 1966, 269 p., 12 lei.

I. URSU, **Rezonanța electronică de spin**, 1965, 413 p., 32 lei.

F. CIORĂSCU și M. ONCESCU, **Detectarea și măsurarea radiațiilor nucleare**, 1964, 277 p., 17 lei.

CORNELIA MOȚOC, **Acțiunea radiațiilor nucleare asupra corpului solid**, 1964, 196 p., 8,25 lei.

E. BĂDĂRĂU și M. GRUMĂZESCU, **Bazele acusticii moderne**, 1961, 508 p., 25 lei.

Z. GABÓS, D. MANGERON și I. STAN, **Fundamentele mecanicii**, 1962, 388 p., 17,50 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și MARIA PENEȘ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZÖKE și LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borșa**, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 4 Nr. 1 P. 1—250
BUCUREȘTI 1966

c. 3281 — I. P. Informația

43 867

Lei 25.—

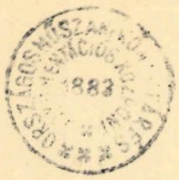
F1578

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA GEOFIZICĂ

2
TOMUL 4
1966

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA



COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN SABBA ȘTEFĂNESCU, *redactor responsabil*;
LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, *redactor responsabil adjunct*;
ACADEMICIAN G. ATANASIU; ACADEMICIAN TH. V. IONESCU;
I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. ENESCU, *secretar științific de redacție.*

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la CARTIMEX, București, Căsuța poștală 134—135 sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa:

București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

F 1578

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOFIZICĂ

TOMUL 4, nr. 2 1966

ORSZÁGOS SZÉCHÉNYI KÖNYVTÁR 1963 DOUBLETTE

SUMAR

Pag.

IULIAN GAVĂT, ION CORNEA, ALEXANDRU GHEORGHE, ROMULUS GAŞPAR şi LUCIAN TOMESCU (II), Structura Fundamentului Moezic dintre Dunăre, Ialomiţa, Buzău şi Siret . . . 253

G. ATANASIU, Dozarea radiului de izvoare de ape minerale din România. Dezechilibrul radioactiv al elementelor din seria uraniului 263

DOREL ZUGRĂVESCU, Înregistrări ale mareelor terestre în Republica Socialistă România 275

VALERIA WINTER, Studiul corelaţiilor regimului radiativ din atmosferă 287

ŞTEFAN AIRINEI, Contribuţii gravimetrice la raportul structura fundamentului-seismicitate în Subcarpaţii Munteniei Orientale 297

JUSTIN ANDREI şi TRAIAN CRISTESCU, Asupra prezenţei unei fracturi crustale pe rama nordică a bazinelor Lăpugiu şi Timiş-Bega 311

JUSTIN ANDREI, CONSTANTIN CALOTĂ şi ŞTEFAN PĂTRUŢ, Consideraţii structurale asupra zonei erupţiunilor neogene de la Roşia Montană pe baza interpretării cantitative a datelor gravimetrice şi a corelării cu datele magnetometrice 317

ROBERT BLUM şi VASILE CHIŞCAN, Seismosondajul spaţial de refracţie 337

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 4, NR. 2, P 251–396 BUCUREŞTI, 1966

Pag.

C. BURCEA, I. CORNEA, GR. ŢUGUI, L. TOMESCU (II), E. IONESCU, M. TRÎMBIŢAŞ, I. LEAFU, V. DUMITRESCU, A. BRAŞOVEANU, V. SIPOŞ, F. LEAFU, M. MĂRĂŞESCU şi E. CAZAN, Contribuţii ale prospecţiunii seismice de reflecţie la crearea unei imagini tectonice în zona centrală a Platformei Moesice 347

N. IONESCU şi G. ZÎRNOVAN, Unele observaţii legate de urmărirea orizontului sării prin măsurători geofizice în regiunea NV Tîrgu Mureş (Bazinul Transilvaniei) 355

OPREA DICEA şi NELU IONESCU, Consideraţii privind eficienţa metodei S.S.M. în zona flişului şi zona neogenă din Carpaţii Orientali (de la extremitatea nordică pînă în zona de curbură) . . . 367

IOAN POP, MARCEL ALEXANDRESCU, ANTONIA CEAPOIU şi ION HĂRĂBOR, Unele aspecte ale aplicării metodei recepţiei direcţionate reglabile în Depresiunea Precarpatică 373

O. DICEA, E. ALI MEHMED şi A. DAMIAN, Contribuţii la descifrarea tectonicii de adîncime a zonei flişului extern şi zonei neogene din nordul Carpaţilor Orientali 389

NOTE ŞI INFORMAŢII

A. SOARE şi VL. ŞTEFLEA, Compararea nivelului absolut al înregistrărilor variaţiilor geomagnetice la observatoarele Surlari (Republica Socialistă România) şi Panaghiurisce (R. P. Bulgaria) 395

STRUCTURA FUNDAMENTULUI MOEZIC ÎNTRE DUNĂRE, IALOMIȚA, BUZĂU ȘI SIRET [1])

DE

IULIAN GAVĂT [2]),
membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România,
ION CORNEA [3]), ALEXANDRU GHEORGHE [3]), ROMULUS GAȘPAR [3])
și LUCIAN TOMESCU (II) [3])

1. ÎNCADRAREA MORFOLOGICĂ ȘI STRUCTURALĂ

Sectorul considerat între Ialomița și Siret se încadrează morfologic în Cîmpia Română, în regiunea de maximă afundare a ei și de divagare a rîurilor Rîmnicul Sărat și Buzău. La est lunca Dunării, între Hîrșova (Vadul Oii) și Brăila, este delimitată la sectorul ridicat al platformei din malul drept dobrogean. Cursul Buzăului urmează la vest cîmpia joasă de divagare, iar între acesta și Dunăre are cea mai largă dezvoltare cîmpia tabulară fluvio-lacustră, slab fragmentată, a interfluviului Ialomița—Buzău—Siret din Bărăgan. După aspectele fiziografice [1], din interpretarea anomaliilor gravimetrice [2] și după sensibilitatea mare seismică, s-a tras concluzia că acest sector aparține unei regiuni a cîmpiei cu fundament mobil, în care subsidența este încă activă [3].

Cadrul structural este format la est de ridicarea fundamentului dobrogean, în care structogenul caledonian (Zona șisturilor verzi) din Dobrogea centrală și structogenul hercinic nord — dobrogean (Zona Măcin—Peceneaga), reprezintă regiunile de cutări paleozoice integrate în fundamentul eterogen al Platformei Moezice, epihercinică după vîrsta ultimei consolidări a soclului [1]. Soclul platformei cuprinde trei sectoare ce interesează substratul cîmpiei dintre Ialomița, Buzău și Siret : în nord sectorul hercinic nord-dobrogean, în partea centrală sectorul caledonian (taconic-baikalian), al Dobrogei centrale și sectorul baikalian (valah-sud dobrogean) la sud [1], [2]. Spre vest, sud și nord s-au stabilit elemente structurale majore de fundament prin interpretarea geologică a datelor geofizice regionale (magnetice și gravimetrice) [2], precum și din alte date seismometrice [3] care fiind coordonate cu informațiile geologice obținute din son-

[1]) Comunicare prezentată la „Simpozionul de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului", București, 5—7 iulie 1966.

[2]) Institutul de petrol, gaze și geologie, București, str. Traian Vuia nr. 6.

[3]) Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Coralilor nr. 20.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P.253 — 261 BUCUREȘTI 1966

dele de explorare, au condus la o serie de deducţii ce interesează structura fundamentului platformei.

Astfel după interpretarea geologică a anomaliilor regionale gravimetrice şi magnetice [2], s-au delimitat între Ialomiţa şi Siret cele trei sectoare ale fundamentului : hercinic la NE, baikalian la SV şi caledonian între primele două ; aceste sectoare sînt delimitate între ele pe liniile de gradienţi majori : magnetic (L_2, L_4) şi gravimetric (G_2, G_4), figurate pe hărţile anexate (fig. 1, 2), care se dispun în prelungirea faliilor Peceneaga şi Capidava din Dobrogea ; compartimentul dobrogean ridicat apare rupt şi scufundat în Cîmpia Română după o linie de faliere NS (g_1) Galaţi—Vadul Oii stabilită pe un gradient major de gravitaţie [2] ; regenerarea fundamentului baikalo-caledonian în structogeneza alpină este posibilă în fundamentul Depresiunii precarpatice, pe linii mai interne ce afectează structura cutată a terenurilor mezozoice şi terţiare de la Curbura Carpaţilor [2].

Sectorul central al fundamentului (Zona şisturilor verzi) se scufundă adînc în Depresiunea sarmato-pliocenă Odobeşti, cedînd pe zonele de falii în prelungirea liniilor Peceneaga (G_2) şi Capidava (G_4) faţă de sectoarele vecine de la nord şi sud, relativ mai stabile în neogen ; totodată soclul cedează şi pe linii meridiane, ca de pildă pe Falia Galaţi-Vadul Oii [g_1].

Mişcarea diferenţiată, de scufundare relativ mai adîncă a sectorului central dobrogean în Cîmpia Română, (Depresiunea Odobeşti) se reflectă în structura terenurilor ce formează cuvertura platformei. Cuvertura este afectată de numeroase falii şi de flexuri [2], [3], cu anumită polaritate generată de mişcările mai tîrzii ale fundamentului pe fracturi mai vechi crustale (g_1, G_2, G_4 [2]. În cîmpul faliilor cu direcţii generale nord-vestice, caledono-hercinice ale Dobrogei Centrale şi nordice (G_2, G_4 etc.), se înscriu falii de cuvertură, remarcate după datele mai noi seismometrice pînă în neogen (fig.1), la limita discordantă cu cretacicul sau cu terenurile mai vechi din mezozoicul şi din paleozoicul platformei (fig. 2), ca F_1, F_2, F_3, F_4 şi multe altele de o amploare mai mică.

În cîmpul faliilor de fundament, care sînt dirijate în general pe linii meridiane de cedare a fundamentului (g_1 şi altele), se fac remarcate de asemenea numeroase falii, flexuri, sau ondulaţii de cuvertură (fig. 1) cu direcţii nord-vestice sau est-vestice, între care falia F_5 (fig. 1), cu extindere regională spre vest [4], reprezintă una din numerosele falii de cedare a fundamentului moezic spre Depresiunea precarpatică, reflectate în cuvertură. A rezultat o structură cu aspect de mozaic, compartimentată de falii şi flexuri cu ondulaţii şi trepte structurale de cuvertură ; între acestea menţionăm pe aceea din vestul teritoriului, semnalată de-a lungul Buzăului şi în amonte pe Siret [3], după o linie de gradient major al grosimii neogenului ce creşte considerabil în depresiunea Odobeşti şi marchează o treaptă mai înaltă a platformei.

2. CONTRIBUŢIA UNOR NOI ELEMENTE SEISMOMETRICE[4]) ŞI DATE DE FORAJ LA STUDIUL STRUCTURII FUNDAMENTULUI MOEZIC

Lucrările seismometrice şi de foraj executate de echipele de prospecţiune seismică din Intreprinderea de prospecţiuni geologice şi geofizice a Ministerului Petrolului, de întreprinderile de foraj-explorare ale Comi-

[4]) R. Blum, I. Cornea, M. Mihăilă., M. Habăr, M. Marinescu, M. Belu, *Raport final asupra prospecţiunilor seismice — reflecţie de detaliu din regiunea Rîmnicul Sărat-Brăila* (1957).

tetului de Stat pentru Geologie și de la Ministerul Petrolului, în sectorul considerat la nord de Ialomița, aduc noi contribuții cu privire la structura fundamentului și la reflectarea ei în cuvertura sedimentară în acest sector al Cîmpiei Române.

Analiza rezultatelor seismometrice și corelația cu datele forajului au condus pe autori la reprezentări structurale pe nivelurile discordanței neogenului la limita cu mezozoicul, paleozoicul și cristalinul și la suprafața terenurilor paleozoice și cristaline de sub mezozoic și neogen; ele sînt figurate pe o hartă a izobatelor la limita neogen-preneogen, construită după un orizont seismic caracteristic de reflecție de pe discordanță, pe care sînt figurate formațiunile geologice de sub neogen identificate prin foraj (fig.1); o a doua hartă geologică este a terenurilor paleozoice și cristalofiliene întîlnite în sondele de explorare sub mezozoic sau direct sub neogen (fig.2). Pe ambele hărți sînt trasate și accidentele rupturale identificate în secțiunile seismice de reflecție sau de refracție, precum și faliile de fundament trasate după date gravimetrice și magnetometrice [2].

Traseele unor profiluri caracteristice sînt de asemenea figurate pe hărțile anexate. Aceste profiluri, ca secțiuni seismice de reflecție sau de refracție simplificate (fig.3—10), sau ca material primar de înregistrare a seismogramelor de reflecție (fig.11—13), ilustrează elementele seismometrice în cîteva din numeroasele cazuri observate, prin care se pun în evidență accidente rupturale la cele două niveluri considerate, fie la baza neogenului, sau la suprafața terenurilor paleozoice și cristalofiliene de fundament. Imaginile formelor structurale reprezentate în cele două hărți au permis să se identifice prelungirea faliilor Peceneaga și Capidava la vest de Dunăre, prin observații seismometrice, fie direct de la fundament, fie de la nivelul paleozoicului sau din mezozoic, în conexiune cu datele stratigrafice și cu structura cuverturii sedimentare a platformei după date de foraj și după studii anterioare [1] —[6].

3. RAPORTURI STRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE CONTROLATE SEISMOMETRIC ȘI PRIN FORAJE

Delimitarea formațiunilor geologice la nivelul discordanței cu neogenul și la nivelul suprafeței paleozoicului și a terenurilor cristalofiliene, reprezentate pe cele două hărți anexate (fig.1, 2), este o încercare de reprezentare paleogeologică bazată pe datele forajului, sintetizate în lucrări anterioare [5], completate cu informații mai recente. Delimitarea formațiunilor recunoscute după date sporadice de la cîteva sonde, s-a integrat în cele două scheme structurale seismometrice de la suprafața mezozoicului, paleozoicului și a cristalinului (fig.1,2), avînd în vedere și planul structurii de ansamblu cu principalele accidente rupturale de fundament și din cuvertură și poziția relativă a compartimentelor separate de falii.

După aceste date și comparații se stabilește că în sectorul de la NE de Siret, sarmațianul și pliocenul se așază prin depășire pe cristalin, meo-

L. Tomescu (I), I. Cornea, P. Davidescu, Al. Ionescu, St. Daud, Al. Brașoveanu, M. Belu, R. Gașpar, *Raport asupra prospecțiunii seismice — reflecție din regiunea Urziceni-Buzău* (1958). R. Gașpar, G. Chește, *Raport asupra rezultatelor lucrărilor de seismică — refracție KMPV în Platforma Moezică* (1964). Al. Gheorghe, I. Cristian, Al. Brașoveanu, V. Sipoș, *Raport final asupra prospecțiunilor seismice — reflecție executate în regiunea Buzău-Brăila* (1966).

ţianul transgredînd cristalinul în zona Pechea—Schela şi la Brăila; la sud de Siret sarmaţianul stă pe şisturi verzi la Romanul, pe silurian la Viziru şi pe jurasic la SE de Viziru şi la Vadul Oii, iar la Bordei Verde şi în restul părţii sudice a teritoriului, cu excepţia gurii Ialomiţei unde este iarăşi depăşit de meoţian, sarmaţianul stă direct peste cretacicul platformei; la vest de linia Ciochina—Bordei Verde este prezent şi tortonianul, depăşit spre est de sarmaţian.

Zonalizarea pe harta paleogeologică a formaţiunilor preneogene, datată la limita discordantă cu neogenul (fig.1), arată că limita între terenurile cristalofiliene din sectorul nord-estic, afectate de diastrofismul hercinic, şi compartimentul cu şisturi verzi afectat de distrofism în era assyntică (baikaliană) şi în fazele preliminarii caledoniene (salairică, taconică), care suportă silurianul discordat, cu o tectonică neregenerată în structogeneza hercinică, coincide cu linia F_2, prelungirea la vest de Dunăre a faliei Peceneaga.

Limita silurian-mezozoic (fig.1) este afectată de falia F_3, detectată seismic pe direcţia NV de scufundare a sectorului central baikalo-caledonian în Zona şisturilor verzi. Cele două compartimente separate de falia F_3 s-au scufundat neegal, flancul nord-estic fiind mai coborît cu circa 800m la limita cretacic-silurian pe reperul izobatelor discordanţei neogenului (fig.1) şi cu circa 400 m în silurian la sondele de la Viziru (fig.2). Această mişcare face ca mezozoicul să se extindă în jurasic peste terenuri siluriene la SE de Viziru, depăşind la NE falia F_3.

Raporturile între sectorul central caledonian al fundamentului dintre Ialomiţa şi Siret, cu Horstul Dobrogei centrale (Zona şisturilor verzi), se stabileşte pe falia Galaţi-Vadul Oii (g_1) detectată gravimetric [2]. De-a lungul Dunării terenurile paleozoice din Platforma Moezică de la vest de Dunăre, respectiv silurianul şi devonianul figurate pe hartă (fig.2), nu apar în continuare pe malul dobrogean al fluviului. Despre existenţa silurianului în Dobrogea există dovada făcută cu sonde situate pe un paralel mult mai sudic, la vest de Costineşti [9], iar despre devonian şi mai la sud aproape de Mangalia [5], [6], sub jurasic. Pe de altă parte Zona şisturilor verzi are cartografic o lărgime mult mai mare în Dobrogea, unde reprezintă compartimentul cel mai ridicat al fundamentului Platformei Moezice, de pe care lipseşte silurianul şi devonianul, precum şi celelalte formaţiuni mai noi pînă la jurasicul mediu. Pe malul dobrogean jurasicul se păstrează numai în cîteva locuri pe flancul sudic al faliei Capidava, mult la sud de Hîrşova, în valea Boasgicului, unde şisturile verzi încalecă la sud de falia Capidava calcarele dolomitice kimmeridgiene. Se pune astfel în evidenţă rolul faliei Galaţi-Vadul Oii, care a trebuit să fie activă în timpul mişcărilor oscilatorii din paleozoic şi mezozoic.

Mişcările oscilatorii paleozoice şi mezozoice au stabilit raporturi de discordanţă pe de o parte între complexul inferior cutat şi în parte metamorfozat al şisturilor verzi şi terenurile paleozoice (faza salairică), pe de altă parte între ordovician şi silurian [5]) (faza taconică); cu silurianul încep seriile de cuvertură necutate din complexul superior al Platformei Moezice. Peste paleozoic urmează depozitele mezozoice după o lacună în

[5]) G. Murgeanu, Comunicare orală cu privire la paleozoicul din sonda Bordei Verde (1963).

triasic și jurasicul inferior (faza kimmerică veche), iar local între jurasic și cretacic (faza kimmerică nouă).

Limita între etajul structural inferior și cel superior al Platformei Moezice se pune astfel la discordanța între complexul inferior cutat (precambrian-paleozoic vechi), regenerat în fazele preliminarii ale ciclului caledonian și complexul superior care începe cu silurianul, ce formează cuvertura Platformei Moezice. În această cuvertură, dezvoltată la sud de linia Peceneaga (F_2), se pot separa după discordanțe unghiulare simple și în prezența unor lacune stratigrafice observate în terenurile sedimentare din cuvertura platformei, pe teritoriul dintre Dunăre și rîurile Ialomița, Siret și Buzău, cinci subetaje structurale: un complex inferior hercinic (silurian, devonian, carbonifer); complexul intermediar-inferior (triasic-liasic inferior), complexul intermediar-superior (jurasic-cretacic inferior); un complex superior-inferior (cretacicul superior) și un complex superior neogen.

Etajul alpin (neoidic) socotit de la trias în sus, se încheie pe versantul platformic al avanfosei cu subetajul structural neogen începînd din tortonian. Tortonianul se efilează pe discordanța cu cretacicul platformei, fiind depășit spre est de sarmațian, care la rîndul său se efilează spre ENE pe discordanța cu paleozoicul platformei și cu terenurile cristalofiliene ale fundamentului hercinic cutat, la NE de linia F_2 (falia Peceneaga), fiind depășit spre Dunăre și la nord de Siret de pliocen.

La nivelul triasicului, între jurasic și carbonifer, și la nivelul carboniferului inferior, între devonianul superior și carbonifer, s-au întîlnit în sonda de la Smirna, la nord de Amara, formațiuni efuzive bazice, în intercalații groase de cîteva zeci de metri, ca diabaze cenușii, negricioase verzui, microgranulate; prezența lor în această zonă a platformei pune în evidență manifestarea vulcanismului paleozoic și la începutul mezozoicului, în legătură cu mișcarea generală de coborîre în trepte a fundamentului de la NE spre SV și cu acumulările magmatice precambriene din complexul inferior baikalian la SV de falia Capidava, pe un liniament de anomalii magnetice pozitive, deja remarcat în zona Palazu-Țîndărei-Cilibia [2], care trece între Smirna și Țîndărei. Acest liniament coincide cu o falie crustală din sectorul baikalian al fundamentului, dirijată paralel cu falia Capidava (fig.1,2) [2].

Harta paleozoicului (fig.2), construită la nivelurile discordanței cu mezozoicul și cu terțiarul, arată în mod clar că sectorul nord-estic (Nord-dobrogean), regenerat în structogeneza hercinică, s-a sudat cu sectorul sud-vestic pe falia F_2, după consolidarea fundamentului hercinic și trecerea întregului teritoriu la platformă (Platforma epihercinică [1]). Discordanța jurasicului cu depozitele subjacente, la sud și la nord de promontoriul Nord-dobrogean, datează integrarea sectorului nord-estic la Platforma epihercinică la începutul jurasicului mediu. După această dată și pînă în prezent, în întregul ținut de platformă și în avanfosă s-au făcut resimțite numai mișcările verticale diferențiate în cele trei sectoare ale fundamentului, mișcări ce pot fi apreciate în raport cu grosimea depozitelor sedimentare din cuvertură. Harta paleozoicului (fig.2) arată că a existat o tendință predominantă de coborîre a fundamentului spre VSV, la vest de Dunăre, care mai tîrziu în mezozoic, dar mai ales în timpul neogenului, a fost interceptată de coborîrea preferențială spre NV a sectorului central caledonian de-a lungul faliei Peceneaga, cu acumulări maxime

în sectorul de la Curbura Carpaţilor al avanfosei, conturat la Depresiunea Odobeşti [3].

Pentru sectorul central baikalo-caledonian al fundamentului, harta preneogenului (fig.1) considerată după raporturile de discordanţă de la limita jurasic-silurian şi de la limita cretacic-neogen, pune în evidenţă caracterul oscilator al mişcărilor tectonice verticale în carboniferul inferior şi în triasic, apoi după cretacic, însoţite de curgeri de lave bazice la începutul carboniferului şi în triasic în sectorul valah-baikalian la SV de linia Capidava (F_4). În acelaşi timp în sectorul hercinic de la NE de falia Peceneaga (F_2) au loc puternice manifestări eruptive în paleozoic şi triasic, cunoscute în Dobrogea nordică. În mod logic deducem că deplasările verticale ale materialului magmatic din acele timpuri s-au manifestat ca o tendinţă de compensare a echilibrului izostatic între cele trei sectoare ale fundamentului (hercinic la nord, caledonian la centru şi baikalian la sud), deranjat prin încărcarea şi scufundarea diferenţiată a sectorului central caledonian în fundamentul avanfosei carpatice. Mişcările oscilatorii pozitive conduc succesiv la restrîngerea ariei de sedimentare în jurasicul inferior, iar cele negative la extinderea ariei de sedimentare în restul jurasicului şi cretacicului. Aceste tendinţe s-au rezolvat în neogen prin scufundarea relativă a sectorului dintre falia F_3 şi falia Peceneaga (F_2), la vest de falia meridiană a Dunării (g_1) de pe linia Galaţi-Vadul Oii. Pe falia F_3 se observă denivelări relative de $\pm$ 400 m spre Dunăre, care cresc spre Valea Buzăului la $\pm$ 1 200 m în raport cu ridicarea relativă a sectorului Bordei Verde, între falia F_3 şi linia F_4 (prelungirea faliei Capidava); la limita cu cretacicul neogenul îmbracă aici forma perianticlinală faliată, cu axa dirijată NV, paralel cu faliile limitrofe majore, cu tendinţa de scufundare în aceeaşi direcţie, după cum reflectă mersul izobatelor la discordanţa sarmaţian-cretacic (fig.1).

În sectorul situat la SV de linia F_4 (prelungirea faliei Capidava) izobatele la suprafaţa cretacicului după o uşoară arcuire se racordează la o direcţie regională est-vest, care reflectă stilul homoclinal al structurii versantului platformic al avanfosei în depresiunea valahă de la nord de Dunăre, ce se desprinde clar din harta cu izobate la limita cretacic-neogen, publicată într-o lucrare anterioară [4]. În sectorul valah-baikalian panta monoclinală este interceptată de falii regionale orientate în general est-vest, care ilustrează căderea în trepte a cretacicului spre axa avanfosei Carpaţilor Orientali pe teritoriul de la vest de meridianul Buzău-Ciochina. Tendinţa de scufundare regională în trepte, slab compensată prin ridicări locale pe unele segmente de falii, predomină pînă la o zonă de falii notată F_R în lucrarea menţionată [4].

Între Ploieşti şi Buzău pe linia localităţilor Bucov, Urlaţi, Pietroasele, Sărata Monteoru, zona de falii F_R se înscrie pe falii importante ce afectează flancurile sudice ale unor anticlinale mio-pliocene de la marginea externă a zonei cutate subcarpatice (versantul cutat al avanfosei) şi anume : pe linia Bucov-Valea Călugărească-Urlaţi-Gura Vadului şi pe linia Năieni-Pietroasele-Sărata Monteoru. De-a lungul acestor falii flancul intern anticlinal încalecă flancul extern scufundat în sinclinalul sarmato-pliocen pericarpatic, situat în platformă în prelungirea depresiunii Odobeşti, la periferia Platformei Meozice [3]. Reprezentarea acestei falii regionale F_R în secţiunile seismice anexate lucrării citate [4], conservă

același stil, cu flancul intern ridicat față de cel extern platformic scufundat; flancul extern se ridică în trepte monoclinale faliate orientate V-E, culminînd la nivelul faliei Urziceni notată F_{13} în lucrarea menționată [4]; această ridicare are o pantă medie de $10^0/_{00}$.

În prelungirea faliei Urzicieni (F_{13}) [4] spre est, în același cîmp de falii se înscrie falia F_5 (fig.1); pe teritoriul de la nord de Ialomița falia F_5 butează ortogonal la sistemul de falii F_4, dirijate NV în direcțiile majore ale structurii fundamentului caledono-hercinic. Cîmpul de falii Urziceni-nord București-nord Slatina ([4], fig.7), coincide în sectorul valah-baikalian din vest cu liniile de gradient major magnetic (L_6) și gravimetric (G_6) [2]. Aceste linii separă la nord de Dunăre două sectoare ale fundamentului moezic, interpretate în corelația anomaliilor magnetice regionale ca reprezentînd un sector arhaic în sud și un sector baikalian (assyntic) în nord. Observăm că liniile de gradient major L_6 și G_6 la est de Urziceni se abat din cîmpul de falii F_{13} și diverg în sudul Dobrogei.

După incidența faliilor regionale F_5 orientate EV, cu falia regională F_4, orientată NV, și după incidența izobatelor la suprafața cretacicului pe cele două falii, se remarcă scufundarea relativ mai mare a compartimentului din unghiul de nord-vest al faliilor F_4, F_5 și mai mică a compartimentului din unghiul de sud-vest al lor, față de sectorul mai ridicat de la NE de falia F_4; pe falia F_5 se realizează o ușoară compensare prin ridicarea cu circa 100 m a flancului său de nord. Se mai observă conservarea și marea frecvență a direcțiilor nord-vestice de faliere în unghiul de nord-vest al faliilor F_4, F_5. Faliile cu aceste direcții interceptează și în general întrerup direcțiile de faliere est-vestice de o frecvență asemănătoare. Se creează astfel o imagine structurală mozaicată în compartimente cu denivelări foarte variate, care ia în acest sector aspectul tectonizării mai pronunțate în unghiul de NV al celor două falii, ca rezultat al interacțiunii stresurilor generate de incidența direcțiilor principale de ruptură orientate EV și NV ale celor două sectoare valah și dobrogean, care s-au observat în cîmpia de divagare a rîurilor Buzău și R.Sărat.

4. CONTROLUL SEISMOMETRIC AL FALIILOR DE FUNDAMENT (F_1, F_2, F_3, F_4, și F_5)

Faliile au fost controlate fie prin evidența surselor de unde difractate (fig.11, 12, 13), sau a zonelor de întrerupere (±sărituri) ale undelor reflectate (fig.3—8) și refractate (fig.9—10).

Faliile F_1 și F_2, orientate NV, sînt controlate între Dunăre și confluența R.Sărat cu Siretul, pe un profil de refracție și mai multe profile de reflecție, pe baza unor discontinuități cu sărituri pe unele orizonturi caracteristice de la suprafața fundamentului și din cuvertura lui sedimentară (fig. 3, 4, 5, 6, 10), precum și în prezența undelor difractate în zonele de discontinuitate ale orizonturilor caracteristice de reflecție (fig.3,11,5,12). Faliile F_1 și F_2 se înscriu în zonele gradienților gravimetrici și magnetici majori G_2 și L_2 [2].

Falia F_3 este traversată în mai multe secțiuni seismice de reflecție; astfel profilul III reflecție (fig.5) o prinde pînă la fundament; ea se remarcă și în profilul II reflecție (fig.4), de asemenea pînă în fundament; prezența faliei este remarcată prin întreruperi și sărituri ale orizonturilor

caracteristice de reflecţie. Traseul acestei falii se întrerupe pe o linie paralelă la gradientul major de gravitate din acelaşi sector structural.

Falia F_4, orientată NV, este controlată seismometric între Dunăre şi Valea Buzăului, pe profilul I refracţie la vest de Dunăre (fig.9) şi pe mai multe secţiuni seismice de reflecţie, spre exemplu în profilurile I şi II reflecţie (fig.3,4). Profilul II reflecţie (fig.4) prin dispozitivul de reflecţie (fig.13) pune în evidenţă unde difractate la falia F_4 ce atinge fundamentul la SE de Făurei. Această falie se înscrie în zona gradienţilor majori L_4, G_4 [2].

Falia F_5 este raportabilă la zonele de întreruperi ale orizonturilor caracteristice de reflecţie de la suprafaţa cretacicului şi din mezozoic (fig.7,8).

CONCLUZII

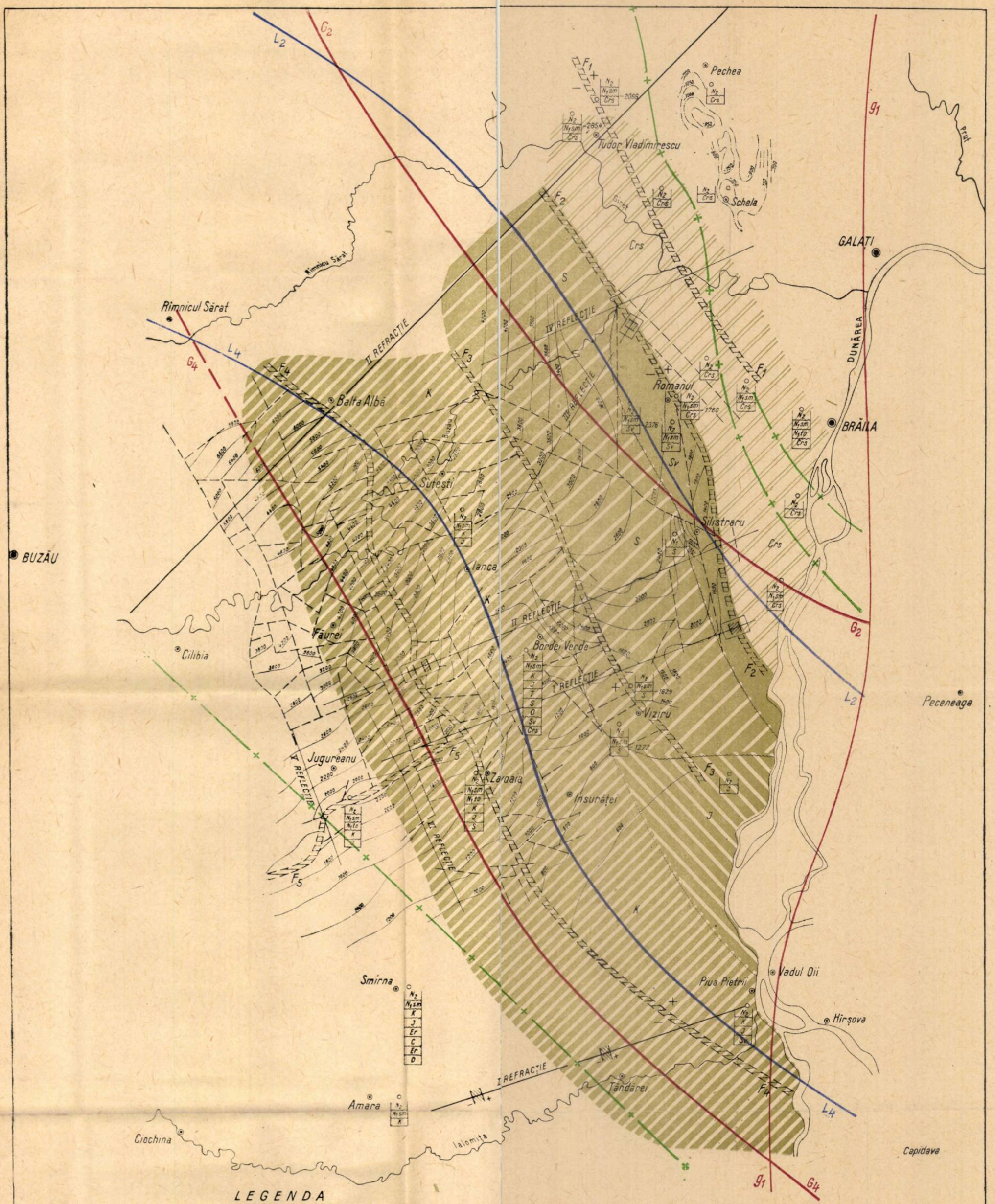
În prezenta lucrare se atrage atenţia îndeosebi asupra structurii fundamentului eterogen al Platformei Moezice, cu privire specială la delimitarea celor trei sectoare : hercinic, caledonian şi baikalian între Ialomiţa şi Siret la vest de Dunăre, care în Dobrogea este realizată pe faliile Peceneaga şi Capidava. Cercetarea acestor falii la vest de Dunăre s-a făcut pe baza datelor de prospecţiune geofizică şi prin coordonare cu datele geologice cunoscute din foraje.

Confruntarea elementelor geofizice şi geologice cu datele seismometrice, reinterpretate pe diferite orizonturi de reflecţie şi de refracţie, a permis trasarea faliilor care afectează atît fundamentul cît şi cuvertura paleozoică şi mezozoică a Platformei Moezice pînă în neogen, reprezentată pe cele două hărţi geologice (fig.1,2) şi pe mai multe secţiuni seismice (fig. 3—13).

În materialele seismometrice ale autorilor se recunosc mai multe dispozitive de reflecţie cu unde difractate şi reflectate ce pun în evidenţă faliile de cuvertură sau pînă în fundamentul cristalin al platformei. Faliile de fundament F_1, F_2, F_3, F_4, F_5, care se integrează în planul şi stilul structural al fundamentului baikalo-caledono-hercinian al Dobrogei în sectorul nord-estic al Platformei Moezice, completează şi imaginea structurală a fundamentului în regiunea de trecere la structura fundamentului valah-baikalian din sectorul vestic al Cîmpiei Române.

Pentru demonstrarea faliilor de fundament discutate în această lucrare sînt prezentate un număr suficient de secţiuni seismometrice în figurile 3—13, care se corelează în planul structural al fundamentului în hărţile integrate stratigrafic şi tectonic la discordanţa terenurilor neogene (fig.1) şi la suprafaţa terenurilor paleozoice şi cristalofiliene (fig.2).

Primită la redacţie la 25 iunie 1966



LEGENDA

Izobate seismometrice la baza neogenului

Izobate la baza neogenului (suprafața cristalinului) după datele forajului

DISCORDANȚE DEPĂȘIRI

- N_2 Pliocen
- N_1 sm Sarmațian
- N_1 to Tortonian
- K Cretacic
- J Jurasic
- T Triasic
- C Carbonifer
- D Devonian
- S Silurin
- Sv Șisturi verzi
- Crs Cristalin

SCARA 0 2 4 6 8 10 Km

Limite normale

Limite discordante

Falii de fundament

Linii de gradient orizontal major gravitație

Linii de gradient orizontal major al componentei verticale magnetice

Axe de anomalii Δz pozitive pe linii de fracturi bazale cu eruptiv paleozoic

Falii de cuvertură

I–V Traseul secțiunii în profilul de reflecție

I–II Traseul secțiunii în profilul de refracție

Dispozitiv de reflecție cu unde difractate

Zone de faliere

Sonde

Localități

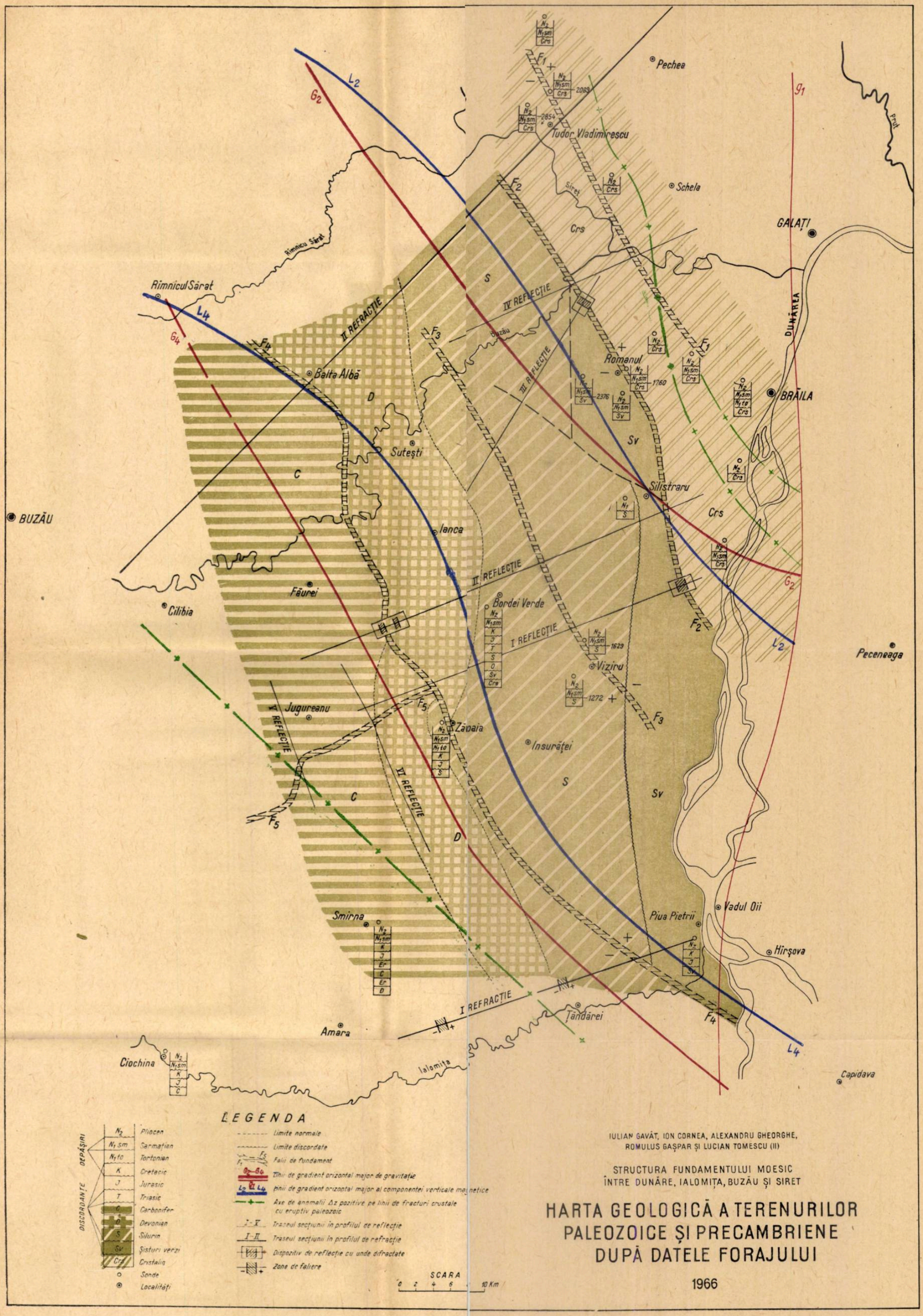
IULIAN GAVĂT, ION CORNEA, ALEXANDRU GHEORGHE, ROMULUS GAȘPAR ȘI LUCIAN TOMESCU (II)

STRUCTURA FUNDAMENTULUI MOESIC ÎNTRE DUNĂRE, IALOMIȚA, BUZĂU ȘI SIRET

HARTA GEOLOGICĂ A TERENURILOR PRENEOGENE CU IZOBATE LA BAZA NEOGENULUI

1966

Fig. 1



IULIAN GAVĂT, ION CORNEA, ALEXANDRU GHEORGHE, ROMULUS GAȘPAR ȘI LUCIAN TOMESCU (II)

STRUCTURA FUNDAMENTULUI MOESIC ÎNTRE DUNĂRE, IALOMIȚA, BUZĂU ȘI SIRET

HARTA GEOLOGICĂ A TERENURILOR PALEOZOICE ȘI PRECAMBRIENE DUPĂ DATELE FORAJULUI

1966

Fig. 2

Iulian Gavăt și colab. — Fundamentul moesic între Dunăre, Ialomița, Buzău și Siret

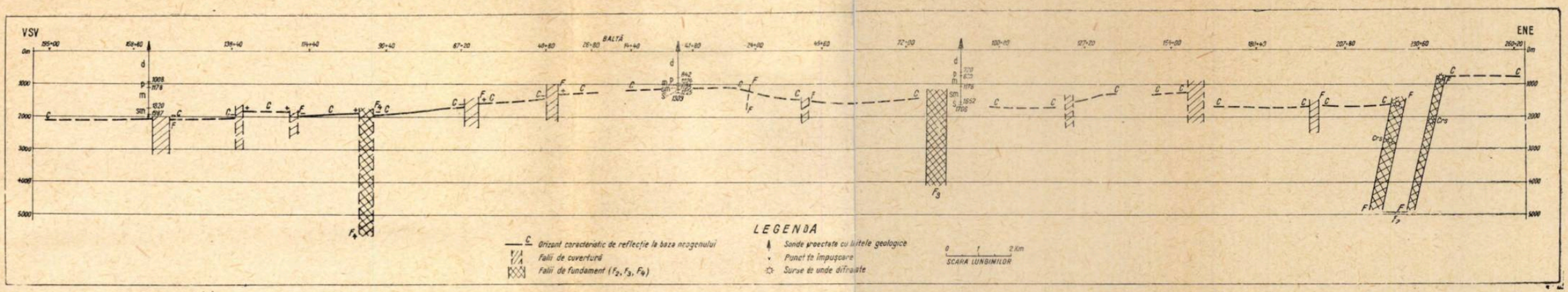


Fig. 3

Profilul I. Reflecție

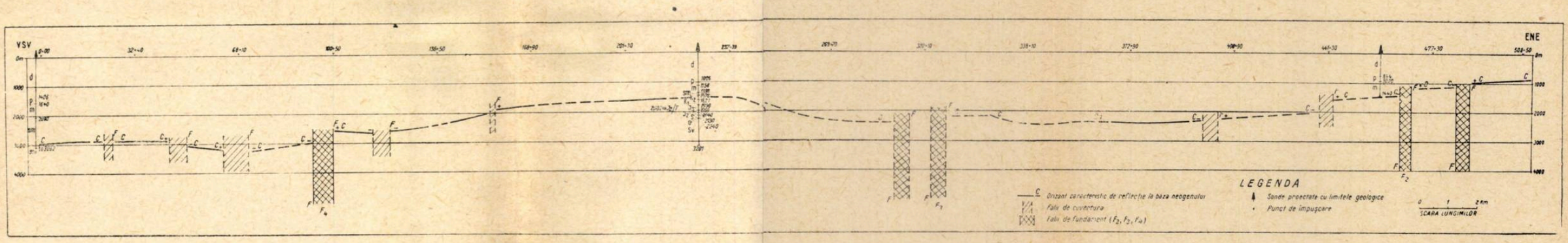


Fig. 4

Profil II. Reflecție

Fig. 5

Profilul III. Reflecție

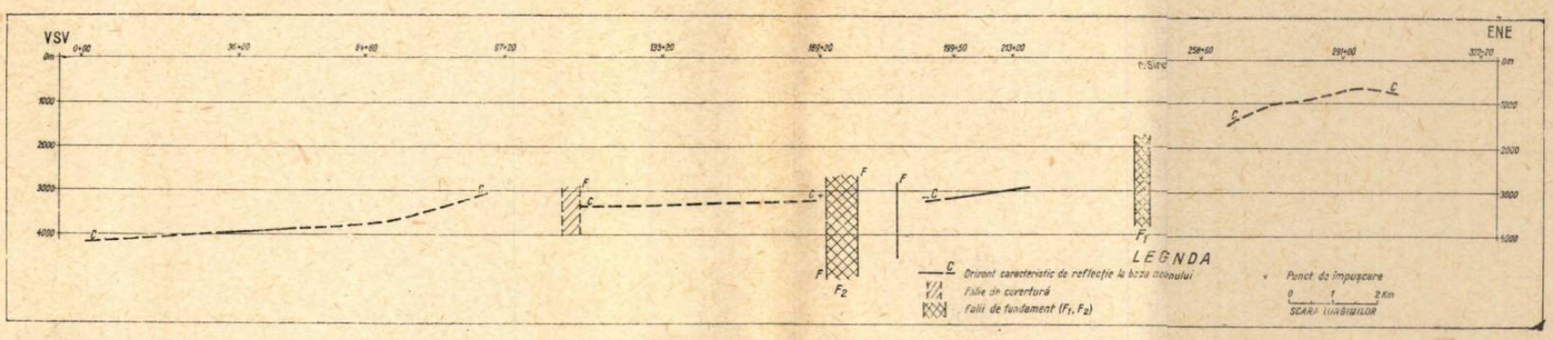


Fig. 6

Profilul IV. Reflecție

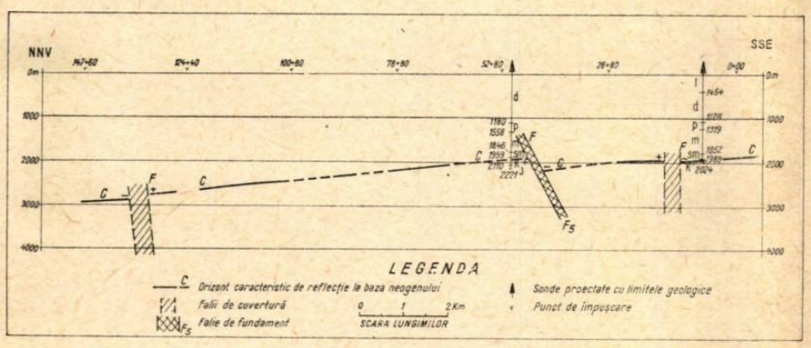


Fig. 7

Profilul V. Reflecție

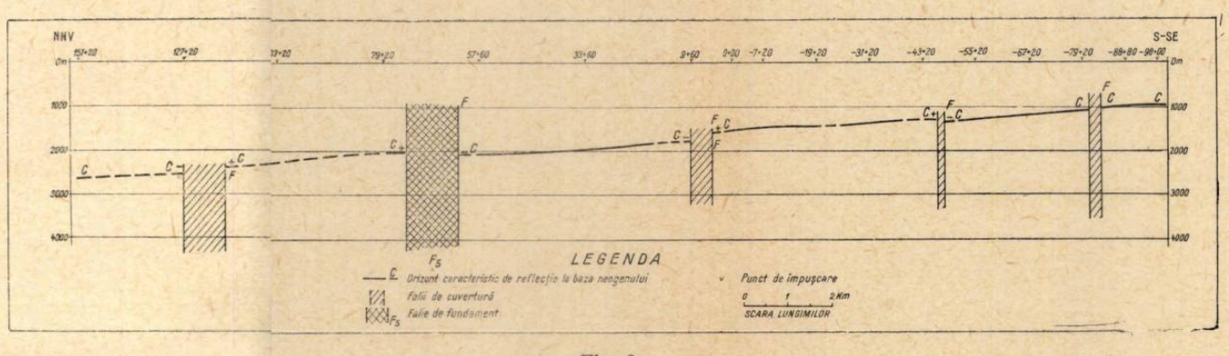


Fig. 8

Profilul VI. Reflecție

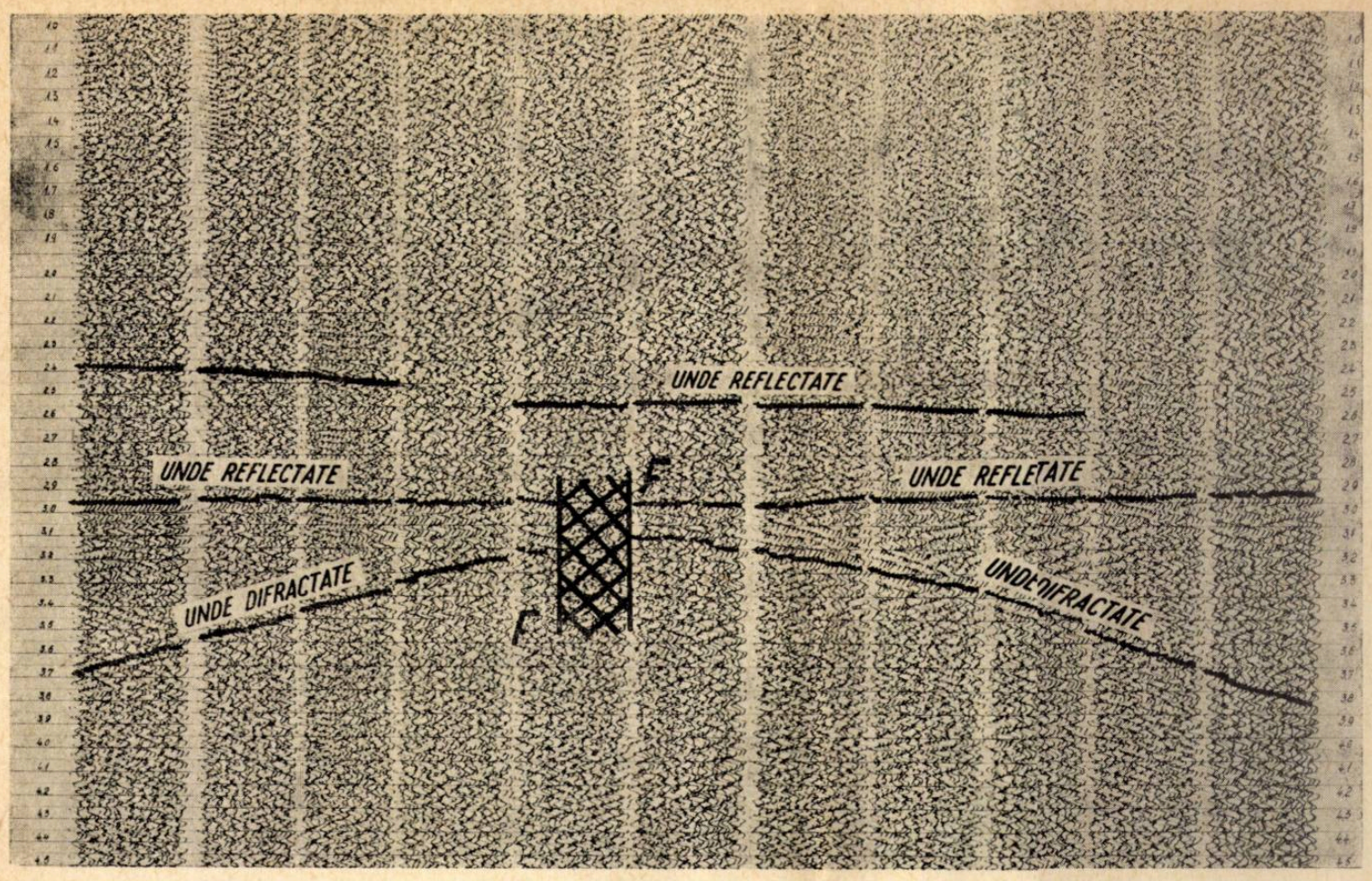


Fig. 11

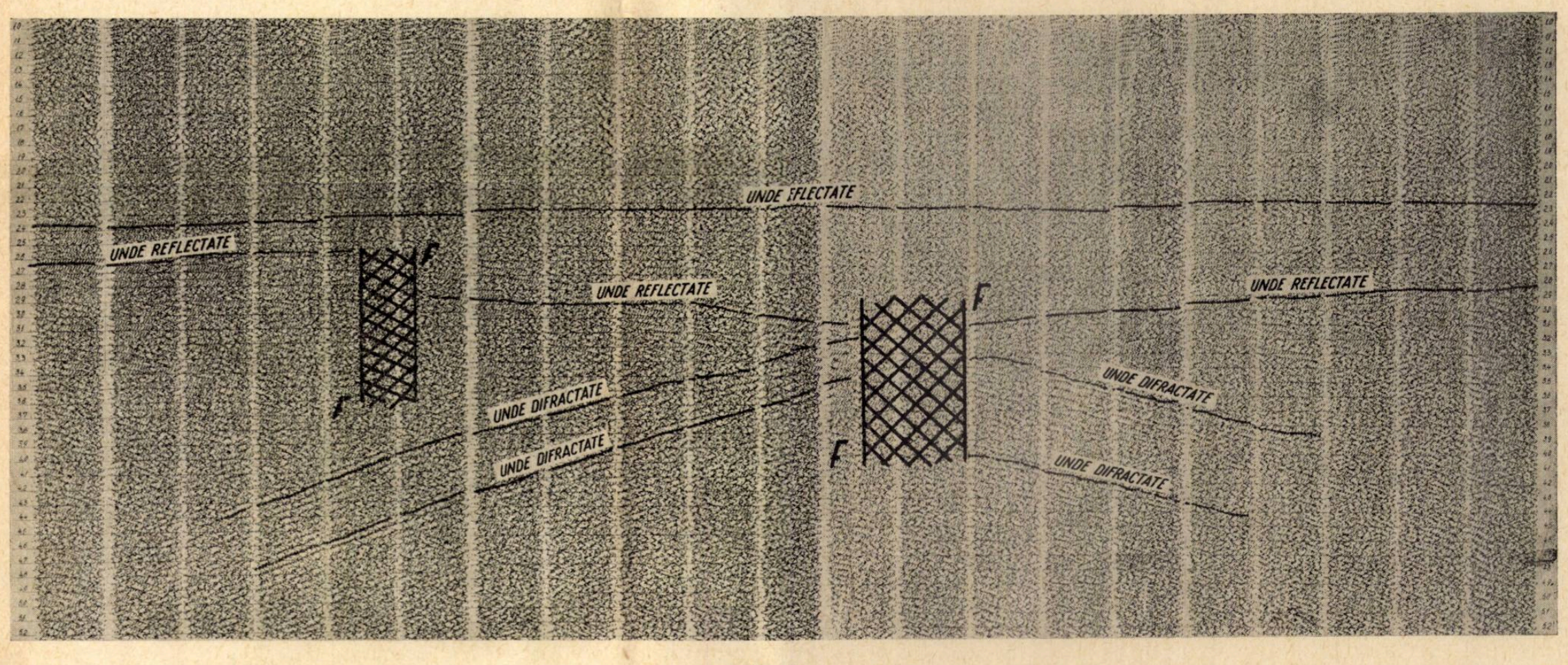


Fig. 2

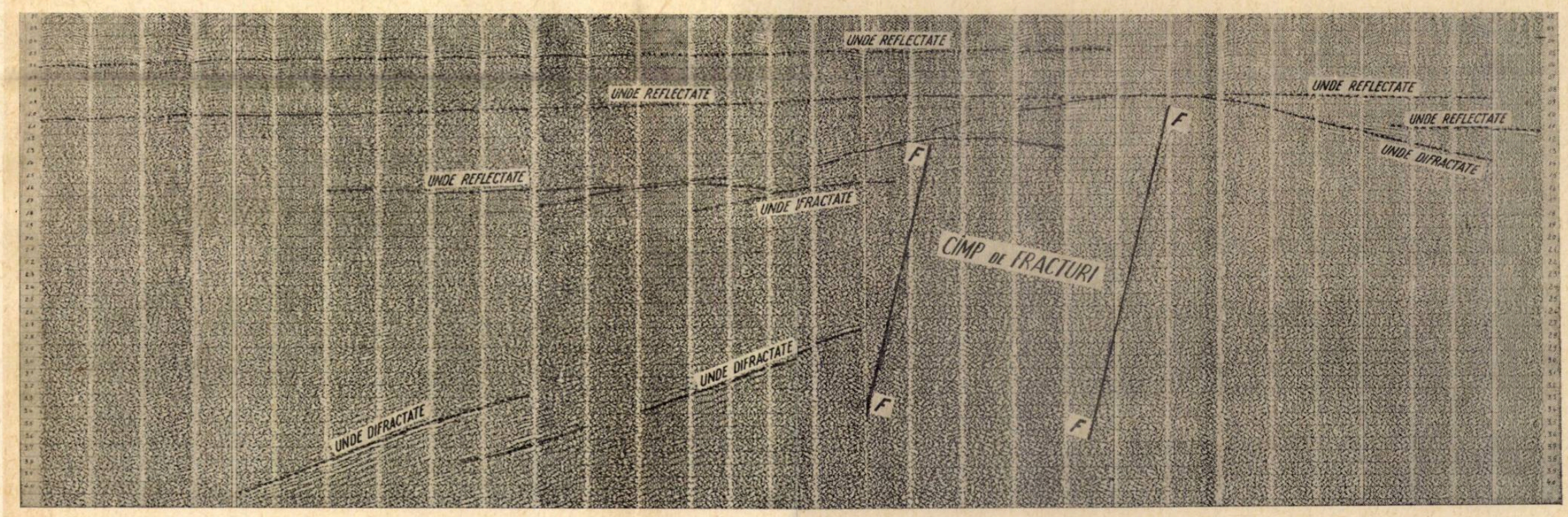


Fig 13

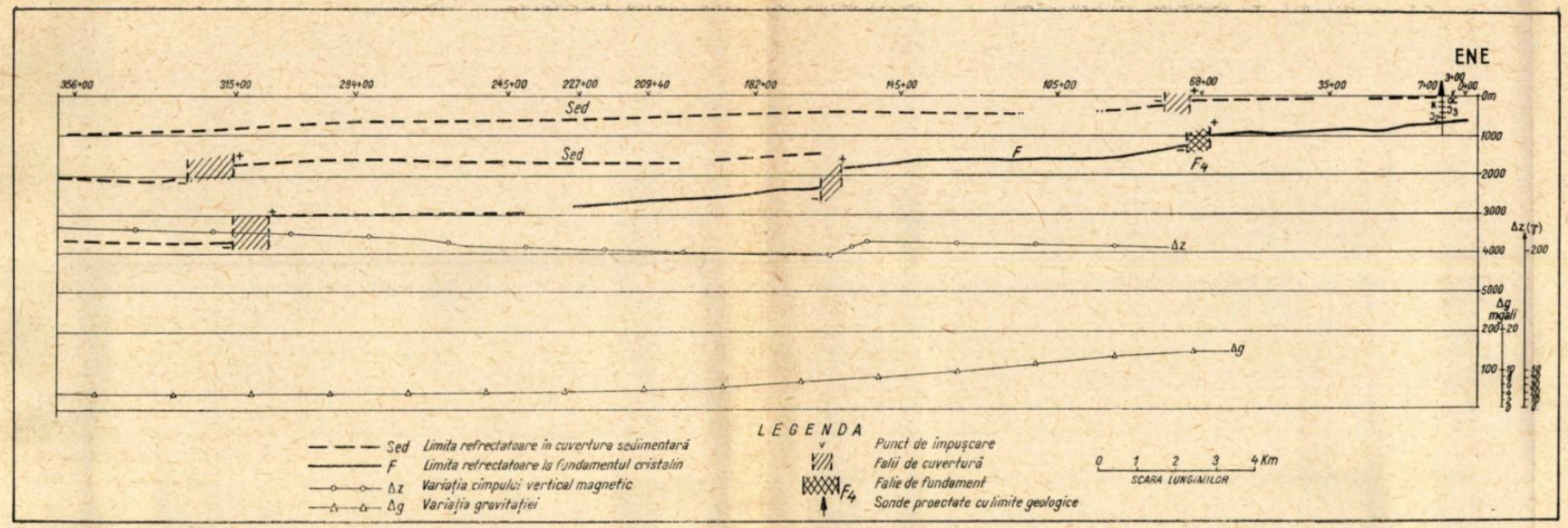


Fig. 9

Profilul II Refracție

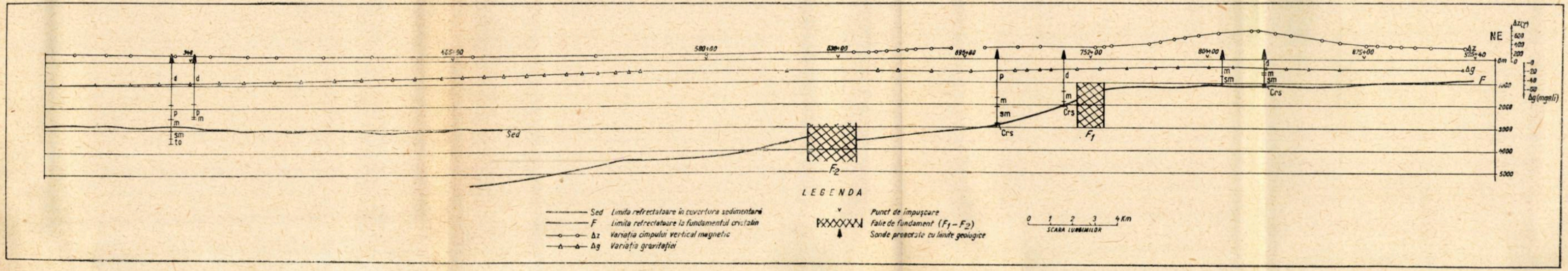


Fig. 10

Profilul II. Refracție

BIBLIOGRAFIE

1. I. Dumitrescu și colab., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie.* An. Com. Geol., **XXXII** (1962).
2. I. Gavăt și colab., *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R., după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice).* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., *1*, (1963).
3. I. Gavăt și colab., *Tectonica Depresiunii sarmato-pliocene între Buzău, Mărășești și Siret.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **3**, *2* (1965).
4. C. Burcea, I. Cornea și colab., *Contribuții seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moezice între Olt și Buzău,* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **3**, *1* (1965).
5. N. Oncescu, *Geologia României* (Ed. III). Edit. tehn., București, 1965.
6. N. Grigoraș, I. Pătruț, M. Popescu, *Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moezice de pe teritoriul R.P.R.* Asoc. geol. Carp. — Balc., Congresul al V-lea, 1961, **IV**, s. III, București, 1963.
7. I. Cornea, *Contribuții geofizice la studiul structurii geologice a Depresiunii Bîrladului.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **2**, *2* (1964).
8. I. Cornea, D. Enescu, *La prospection séismique des failles au moyen des dispositifs emplacés sur des profils radiaux.* Rev. Roum. géol. géophys géogr., serie geophys, **9**, *2* (1965).
9. N. Grigoraș, *Asupra prezenței silurianului în Dobrogea.* Bul. Științ. Acad. R.P.R., S. géol.—géogr., *3—4* (1956).

DOZAREA RADIULUI ÎN IZVOARE DE APE MINERALE DIN ROMÂNIA. DEZECHILIBRUL RADIOACTIV AL ELEMENTELOR DIN SERIA URANIULUI[1])

DE

ACADEMICIAN G. ATANASIU

Centrul de cercetări geofizice, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

În trecut, în țara noastră, s-a măsurat mai ales conținutul în radon (Rn^{222}) a apelor minerale. Căutarea altor elemente radioactive s-a făcut numai ocazional. Așa de exemplu radiul (Ra^{226}) a fost dozat mult mai tîrziu și mai rar în apele noastre minerale iar uraniul (U^{238}) foarte rar. De asemenea nu s-au făcut determinări cantitative privitoare la alte elemente din seriile U^{238} și Th^{232} ca de exemplu : Io^{230}, Po^{210}, Th^{232}, $MsTh^{228}$, ThX^{224}, $RdTh^{228}$, Tn^{220}, în apele minerale sau în depozitele lor.

În lucrările noastre anterioare [1], [2], [3], după măsurarea Rn^{222} în apele minerale și a determinării Ra^{226} în sedimentele depuse de aceste ape [4], [5] am determinat în anii din urmă și concentrarea Ra^{226} în multe izvoare de ape minerale.

Determinări de radiu în apele minerale s-au făcut la noi în țară și de A. Szabo și colaboratori [6]. În lucrarea citată, care rezumă rezultatele obținute de colectivul Institutului de fizică atomică din Cluj în ultimii 15 ani, este dată concentrarea radiului într-un număr de izvoare de ape minerale din țară.

Importanța dozării radiului în apele minerale rezultă mai ales din faptul că depozitele recente lăsate de aceste ape, sub formă de tufuri calcaroase, au uneori concentrări relativ mari de radiu ca de exemplu la Sîngeorz și la Anieș, concentrări care se pot mări pentru a obține soluțiuni de radiu folositoare în lucrările științifice, ceea ce s-a și făcut după îndrumările noastre [7].

Studierea concentrării Ra în apele minerale ne mai ajută a lămuri originea radioactivității apei și procesele fizico-chimice care se petrec în profunzime în stratele solului traversate de ape.

---

[1]) Expusă în ședința Centrului de cercetări geofizice din 29 noiembrie 1965.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 4 NR. 2 P. 263–273 BUCUREȘTI 1966

Punerea în evidență și dozarea altor elemente din seriile U^{238} și Th^{232} în apele minerale ne este utilă în același scop chiar cînd concentrarea elementelor radioactive este foarte slabă.

Aceste concentrări ne permit studierea gradului de dezechilibru radioactiv al seriilor sus-numite și ca urmare se pot trage concluzii despre reținerea unora dintre radioelemente în stratele traversate de ape în parcursul lor spre sorgintea izvoarelor.

Mai adăugăm că radiul, cît și alte elemente natural radioactive, produc anumite efecte biologice despre care însă nu ne ocupăm în această lucrare.

2. DISPOZITIVE EXPERIMENTALE

La determinarea radiului intervin dificultăți experimentale legate de concentrarea în general foarte slabă a acestui element în apele minerale. Lucrările făcute pînă acum au arătat că valorile concentrării radiului în apele minerale din țara noastră sînt cuprinse între 1.10^{-12} și 30.10^{-12} g Ra/l și depășesc rar 50.10^{-12} g Ra/l. Cantități atît de mici de radiu sînt aproape de limita de sensibilitate a metodelor și aparaturii utilizate.

Determinarea radiului se face măsurînd, în soluție, concentrarea radonului creat prin dezintegrarea radiului. Înainte de măsură soluția este păstrată în vas închis, cam 30 de zile, pentru a da timp să se realizeze echilibrul Ra-Rn.

Pentru măsurarea radonului am utilizat, ca și în lucrările precedente [1]-[5], [8],[9], metoda de circulație, fără barbotare, cu un electrometru cu cameră de ionizare. Cu această metodă și cu electrometrul de care am dispus, am obținut, asupra Rn, o precizie de $\pm$ 3% la apele care au o concentrare de circa 1 mμ c/l. Pentru concentrări mai mici precizia scade simțitor.

La apele măsurate de noi concentrarea radonului creat prin dezintegrarea radiului din apă (la echilibru) este extrem de mică : la o concentrare a radiului în soluție de $10-30.10^{-12}$ g Ra/l corespunde o cantitate de 0,01 — 0,03 mμc/l radon. O cantitate atît de mică de radon, introdusă în camera de ionizare, produce o descărcare a electrometrului care se manifestă printr-o cădere a foiței măsurată prin fracțiuni de diviziuni pe minut a scării micrometrului ocular.

Este necesar a lua unele măsuri de precauție pentru a evita erorile provenind din aceste condițiuni nefavorabile unor determinări corecte. Aceste măsuri, semnalate și de alți autori, sînt :

a) determinarea cu cea mai mare grijă a pierderii spontane a electrometrului, care trebuie să fie cît mai mică ;

b) mărirea cantității de radiu din soluție concentrînd apele prin evaporare. Noi am realizat astfel de concentrări de la 2 pînă la 25 de ori ;

c) oprirea, pe cît posibil, a intrării vaporilor de apă în camera de ionizare unde pot produce o pierdere parazită a sarcinii electrometrului.

De asemenea am căutat a înlătura cauzele de erori care intervin adesea în măsura cantităților foarte mici de radon și anume : infecția radioactivă a vaselor, a reactivilor utilizați, a apei.

Dispozitivul de măsură a fost reetalonat în cursul lucrărilor cu ajutorul unei soluții de radiu etalon.

Datorită faptului că apa de studiat este păstrată în vas închis, cel puțin 30 de zile înainte de analiză, rezultă că Rn^{222} care a fost în apă, adus din profunzime, s-a distrus în întregime în acest timp și a rămas numai acela produs de Ra^{226}. Astfel că la măsurarea Ra prin acest procedeu, nu intervine nici o cauză de eroare care ar fi provocată de radonul aflat la început în apă chiar dacă acesta s-ar fi găsit, la colectarea apei, în concentrare relativ mare.

3. EXEMPLU DE MĂSURĂ

Apă de la Sîngeorz, izvorul nou Hebe nr. 6 (forat în anul 1951); concentrată prin evaporare dela 5,8 l la 0,4 l.

După un repaus de 30 de zile în vas închis, necesar realizării echilibrului Ra-Rn, concentrarea radonului a fost măsurată cu ajutorul metodei amintite. Am obținut concentrarea soluției în Rn de 0,303 mμc/l, ceea ce dă pentru Ra 303.10^{-12} g Ra/l soluție. Dar apa a fost concentrată prin evaporare de 14,5 ori încît concentrarea apei în Ra, la izvor, este de $20{,}9.10^{-12}$ gRa/l.

Pentru izvoarele minerale radioactive la care cunoaștem concentrarea Ra în depozite, Ra (dep), cît și cantitatea de depozit lăsat de un litru de apă, D/l, putem deduce concentrarea Ra *din apă* :

Ra (apă)/l = D/l.Ra (dep).

Astfel pentru izvorul mai sus analizat, cu valorile D/l = 1,36 g/l și Ra (dep) = $15{,}2.10^{-12}$ g Ra/g depozit, găsim :

Ra (apă/l = $1{,}36.15{,}2.10^{-12} = 20{,}7.10^{-12}$ g Ra/l, valoare foarte apropiată de aceea dată mai sus prin măsurare directă.

4. REZULTATELE OBȚINUTE

Am determinat concentrația Ra^{226} într-un număr de 40 soluții de ape minerale. Majoritatea acestora au fost concentrate prin evaporare în diferite proporții pînă la 25 de ori. Unele determinări sînt mai vechi, datînd din anul 1948, iar altele, cele mai numeroase, s-au făcut în anii 1965—1966.

În cursul lucrărilor, unele ape au fost măsurate de mai multe ori la timpuri de acumulare diferite variind de la 30 de zile pînă la 17 ani de la închiderea apei în vas. În total am făcut peste 100 de determinări de concentrații ale Ra^{226} în apele minerale între anii 1948— 1965.

O parte din rezultatele obținute, în cursul anilor 1965—1966, sînt trecute în tabela 1, în care este dat anul colectării, anul măsurii și concentrarea radiului în 10^{-12} g Ra/l. Fiecare valoare a concentrării este media mai multor determinări. Valorile date în tabela 1 arată că în apele analizate concentrarea Ra este în general cuprinsă între 1.10^{-12} și 30.10^{-12} g Ra/l și nu trece de 40.10^{-12} g Ra/l.

În alte izvoare de la noi s-au găsit concentrări mai mari decît 50.10^{-12}g Ra/l ca de exemplu la Băile Herculane „Șapte izvoare", malul drept al Cernei și la Sîngeorzul de Mureș, izvorul artezian [6], [7]. Concentrările măsurate de noi, cuprinse între 1.10^{-12} și 5.10^{-12} g Ra/l, sînt afectate de erori destul de mari.

Tabela 1

Concentrarea Ra^{226} în unele izvoare de ape minerale din România

Nr. sol	Denumirea izvorului	Anul colect.	Anul măsurii	Vol. redus	Valoarea. 10^{-12}g Ra/l
39	Sîngeorz izv. „Hebe" din 1951	1955	1965	14,5	20,9
„	„	„	1966	„	21,3
11	Sîngeorz izv. nr. 2	1948	„	2,5	22,1
„	„	„	1965	„	
„	„	„	1966	„	
50	Anieș izv. princ.	1956	„	10	38,2
„	„	„	„	„	
64	Someșeni izv. nr. 3	1958	1965	—	5,4
65	„	„	„	3,16	5,4
66	Harghita I	1965	1966	9	4,7
67	Harghita II	„	„	9,1	3,24
68	Malnaș II izv. de băut	„	„	25,4	2,29
69	Malnaș I	„	„	5,1	3,0
19	Vîlcele izv. de băut	„	1965	—	< 6,0
70	Vîlcele II	1954	1966	2,32	neglijabil
71	Cașin Iacobeni	1965	„	4	<19,1
72	Tușnad izv. Stănescu	1952	1965	—	<16,2
16	Zizin	1952	„	3,72	14,0
13	Bodoc izv. Matild	„	1953	2,77	<18,4
63	Borsec izv. P. Curie	1960	1965	—	<12,7
73	Topliță bazin	1954	1966	2	< 8,0
„	„	„	„	2	
54	Victoria izv. Balint	1957	1965	20	1,2
„	„	„	1966	20	

Continuare din tabela 1

Nr. sol.	Denumirea izvorului	Anul colect.	Anul măsurii	Vol. redus	Valoarea. 10^{-12} gRa/l
74	Zlatna	1952	1965	—	17,6
24	Chimindia izv. Maria	1946	1965	2,37	14,5
75	Căciulata izv. vechi	1965	1966	7,5	4,3
14	„	1953	1965	2,76	
14	„	„	1966	„	
76	Călimănești izv. nr 6	1950	1965	—	<14,8
77	Govora, sonda nouă nr. 5	1965	„	—	neglijabil
78	Borșa, Vinișorul repede	1950	„	—	<15,4
79	Borșa Grota	1952	„	—	<1,4
80	Șarul Dornei	1950	„	—	1,4
81	Govora izv. 23 August	1953	„	—	neglijabil

Pentru cîteva dintre apele analizate de noi am găsit valori mai mici decît 1.10^{-12} g Ra/l; la acestea eroarea de măsură este importantă astfel că valoarea găsită indică numai ordinul de mărime a concentrației în Ra. Pentru acest motiv unele determinări de acest fel nici nu au fost trecute în tabela 1.

Este posibil că unele valori referitoare la concentrarea Ra în apele minerale, date de unii autori, să fie eronate din cauzele mai sus enumerate privind dozarea cantităților foarte mici de Ra.

5. DEZECHILIBRUL RADIOACTIV A ELEMENTELOR DIN SERIA U^{238} ÎN APELE MINERALE

Unele roci și minerale din scoarța globului terestru conțin, de la formarea lor în trecutul geologic, elemetele primordiale ale seriei radioactive U^{238}. În decursul timpului acest element a dat naștere, prin dezintegrări succesive, la toate elementele seriei pînă la elementul ultim, stabil, care este Pb^{206}.

În unele roci și minerale care conțin U^{238}, elementele rezultate prin dezintegrare au rămas în cuprinsul rocii găsindu-se astăzi în concentrarea care corespunde echilibrului radioactiv dintre ele. De exemplu la 3.10^6 g U corespund aproximativ 60 g Io și 1 g Ra. Aceste valori sînt date de M. și I. Curie în tratatele cunoscute [12], [13].

Într-o astfel de rocă (sau mineral) zicem că seria elementelor se află în *echilibru de dezintegrare radioactivă.*

Cauze fizice și chimice perturbă adesea echilibrul radioactiv. Așa de exemplu la apele minerale echilibrul seriei uraniului nu se mai menține; zicem că, în aceste cazuri, elementele se găsesc în *dezechilibru radioactiv*, ceea ce vom dovedi în cele ce urmează, încercînd a da explicări probabile acestui dezechilibru.

Cum am arătat în alte lucrări, apele analizate de noi nu conțin U^{238} sau, foarte rar, numai sub formă de urme [8], [9]. Radonul este prezent la izvor în apele analizate, fără a fi în echilibru cu radiul; acesta din urmă se găsește întotdeauna în cantitate cu mult mai mică decît aceea necesară producerii radonului pe care-l conține apa, dacă radonul ar fi în echilibru cu radiul. În tabela 2 este dat, pentru cîteva dintre izvoarele minerale analizate, raportul dintre Ra și Rn. Se vede din tabela 2, cum conținutul în Rn a apelor minerale analizate este mult mai mare decît acela corespunzînd cantității de Ra prezent în ape. Calculînd după cantitatea de Rn, în ipoteza echilibrului Ra- Rn, găsim că raportul Ra(existent) /Ra (teoretic) este de 6 pînă la 1 300 de ori mai mic decît valoarea corespunzătoare echilibrului. Pe de altă parte nu se poate deduce nici o regulă în ceea ce privește valoarea reală a acestui raport.

Tabela 2

Dezechilibrul elementelor Ra^{226} – Rn^{222} în unele izvoare de ape minerale

Izvorul	Rn^{222} existent [m μ c]	Ra^{226} existent. 10^{-12} gRa/l	Ra^{226} teoretic la echil. 10^{-12} gRa/l	Ra (teoretic) / Ra (exist.)
Sîngeorz izv. Hebe nou nr. 6	0,34	20,9	340	16,3
Anieș izv. princ.	0,23	37,0	230	6,2
Borsec izv. P. Curie	7–9	<12,7	7 000	> 550
Chimindia izv. Maria	2,7	14,5	2 700	186
Someșeni izv. nr. 3	7–9	5,4	>7 000	>1 300
Victoria izv. Balint	0,39	1,2	390	325

Rezultă în mod evident că Ra care a produs Rn a rămas, în cea mai mare parte, în profunzime și numai o mică fracțiune a fost antrenată de apele care au dizolvat sărurile de Ra și le-au adus pînă la sorgintea izvorului.

Adîncimea la care a rămas Ra nu poate fi prea mare din cauza vieții scurte a Rn. Reținerea Ra la o profunzime mai mare ar da timp Rn să se dezintegreze în drumul apei pînă la suprafață; pe de altă parte apa ar fi

caldă dacă ar veni de la mare adîncime. Astfel de ape bogate în Rn și în același timp foarte calde, s-au găsit de noi numai la Băile Herculane la „Șapte izvoare", malul drept al Cernei[2].

Dacă ne ridicăm mai sus de Ra, în seria de ascendenți radioactivi, rezultă că Io^{230} care generează direct Ra și de asemenea U^{238} (capul seriei) ar trebui să se găsească în proporția corespunzătoare dacă seria ar fi echilibrată.

Noi deducem însă că elementele U și Io sînt absente în apele minerale sau sînt prezente numai sub formă de urme.

Pentru Io deducerea rezultă din absența acestui element în depozitele naturale ale izvoarelor (a se vedea mai departe în § 6), iar pentru U lipsa a fost dovedită prin măsuri de fluorescență.

Astfel în izvorul nou nr. 6 (Hebe) de la Sîngeorz, care conține $20{,}9.10^{-12}$ g Ra/l, ținînd seama că 1 g Ra este în echilibru cu 3.10^6 g U, găsim că apa acestui izvor ar trebui să conțină

$$20{,}9.10^{-12}.3.10^6 = 62{,}7.10^{-6} = 0{,}63.10^{-4}\ \text{gU/l}$$

cantitate care ar fi ușor de pus în evidență pe cale fluorimetrică sau chiar pe cale chimică. Dar măsurile noastre au arătat că U^{238} este absent în apele izvoarelor de la Sîngeorz.

Spre deosebire de Ra^{226}, elementele U^{238} și Io^{230} rămîn aproape total în profunzimea terenurilor unde ele au produs elementele Ra și Rn, aduse de ape pînă la suprafața solului.

În rezumat, în procesul de dezintegrare a elementelor seriei U^{238} . . . Io^{230} — Ra^{226} — Rn^{222}, care are loc în stratele traversate de apele minerale în profunzime, U^{238} și Io^{230} rămîn în aceste strate sau sînt antrenate și fixate în alte strate traversate de ape ; Ra^{226} este parțial adus de ape pînă la suprafață și numai Rn^{222}, dizolvat și antrenat de ape pînă la sorgintea izvorului, este martorul cel mai evident al procesului de dezintegrare radioactivă petrecut în adîncime.

O dovadă că apele care traversează straturi ale terenului avînd o anumită concentrare în Ra^{226} antrenează numai Rn^{222} produs de Ra și în foarte mică măsură Ra, este următoarea : în cazul cînd apele traversează tufuri calcaroase radioactive depuse de izvorul mineral, apele se îmbogățesc mult în Rn și foarte puțin în Ra. Rn se dizolvă ușor și este antrenat de ape ; nu este același lucru cu Ra care rămîne în mare parte în stratele depozitului.

De exemplu la Sîngeorz, concentrarea în Rn a izvorului principal este de 0,3 mμc/l, pe cînd o ramură secundară a acestui izvor, denumită izvorul nr. 5, care iese la zi la baza colinei după ce a traversat tufurile radioactive, are o concentrare în Rn de 40 de ori mai mare, anume peste 13 mμc/l [1], pe cînd concentarația apei în Ra a izvorului nr. 5 este puțin diferită de a izvorului principal [2]).

Dezechilibrul seriei U . . . Io— Ra— Rn în apele minerale este consecința proprietăților fizice și chimice, foarte diferite pe care le au aceste elemente.

Apa minerală, ridicîndu-se la suprafață, culege prin dizolvare gazul radon din stratele pe care le întîlnește în cale. Radiul, ai cărui sulfați și

[2]) Aceste valori se raportă la concentrația izvoarelor determinată înainte de lucrările de captare a izvorului principal, lucrări care s-au efectuat în anul 1951.

carbonaţi sînt greu solubili în apă, rămîne în bună parte în stratele unde au luat naştere aceşti compuşi şi în cele traversate, mai departe, de ape. Rezultă astfel o creştere a concentrării radonului cu mult peste valoarea corespunzătoare echilibrului Ra-Rn.

Pe de altă parte uraniul, în unele cazuri, este luat de ape şi se fixează uşor sub formă de diferiţi compuşi chimici în stratele traversate astfel că nu mai apare la sorgintea izvorului. În alte numerose cazuri U se găseşte în rocile litosferei accesibile, în minerale sub formă de grăunţe foarte mici (minerale accesorii) de ordinea de mărime a micronilor. Aceste minerale sînt chimic şi mecanic stabile. În aceste condiţii U nu este luat de ape prin spălare ; aşa este de exemplu cazul U din granite, ([14], p. 10). Apele de spălare iau numai radonul care este dizolvat de ape.

$_{90}Io^{230}$ se comportă ca şi izotopul său $_{90}Th^{232}$ ale cărui proprietăţi chimice sînt cunoscute. Aceste proprietăţi uşurează reţinerea compuşilor Io în profunzime în stratele traversate de ape.

Acestea sînt cauzele principale care împiedică realizarea echilibrului radioactiv în apele minerale.

Echilibrul radioactiv al seriei U lipseşte de asemenea în *depozitele* apelor minerale deoarece prima fracţiune a seriei (U . . .Io-Ra-Rn) este dezechilibrată în apele minerale care au depus aceste sedimente. Se poate însă căuta echilibrul radioactiv în depozite, pentru descendenţii Ra-Rn... Pb^{206}, adică pentru a doua fracţiune a seriei U^{238}. Considerăm depozite care nu mai sînt traversate de ape, la care deci prisosul de Rn faţă de Ra s-a dezintegrat rămînînd numai concentraţia de Rn corespunzătoare echilibrului Ra-Rn.

Dozarea radioelementelor din fracţiunea a doua a seriei U^{238}, prezintă dificultăţi din cauza concentrării lor extrem de slabe.

În lucrările mai vechi este semnalat faptul că în apele minerale nu s-a observat un raport constant între concentrarea radiului şi a radonului [11], [12], [13], dar determinări privitoare la concentrarea acestor elemente, pentru mai multe izvoare dintr-o anumită regiune, lipsesc.

Cercetările făcute de noi, la care alăturăm şi pe acelea efectuate de colectivul IFA—Cluj [6], [7], [15], raportîndu-se la un număr mare de izvoare, ne permit a generaliza concluzia de mai sus dovedind că, în apele minerale analizate pînă acum, din ţara noastră, elementele seriei U . . .Io—Ra-Rn nu sînt în echilibru ; U şi Io fiind în general absenţi iar cantitatea de Ra mult mai mică decît aceea necesară echilibrului cu Rn prezent în apa izvorului.

6. CALCULE DE RADIODATARE PRIN Ra^{226}

Plecînd de la prezenţa Ra^{226} în depozitele lăsate de apele minerale, noi am utilizat concentrarea acestui element pentru a calcula vîrsta depozitelor [5], [8], [9], [10].

Astfel de calcule sînt posibile deoarece depozitele studiate nu conţin U^{238} şi nici Io^{230} ; este prezentă în depozite numai fracţiunea Ra-Rn . . . Pb^{206} a seriei U.

Subliniem cu acest prilej că determinarea pe cale chimică a concentrărilor foarte slabe de Io întîmpină mari dificultăţi din cauza faptului că

Io^{230} este izotop cu Th^{232}. În cazul unei concentrări mai mari a Io, dozarea se face prin măsura radiației α emise, separînd radiațiile Io de cele ale Th, eventual prezent în probele analizate [13].

Faptul că depozitele de tufuri calcaroase foarte vechi de la Sîngeorz nu mai conțin Ra decît în foarte slabă concentrare, denotă că depozitele nu conțin Io^{230}, decît poate în concentrare neînsemnată. Eroarea care s-ar face neglijînd prezența posibilă a urmelor de Io ar fi foarte mică.

Deducem că Ra prezent în ape și în tufurile calcaroase pe care le-am analizat nu este generat de Io din ape sau tufuri, în care Io nu este prezent, ci este adus din profunzime de ape, ca și Rn de altfel.

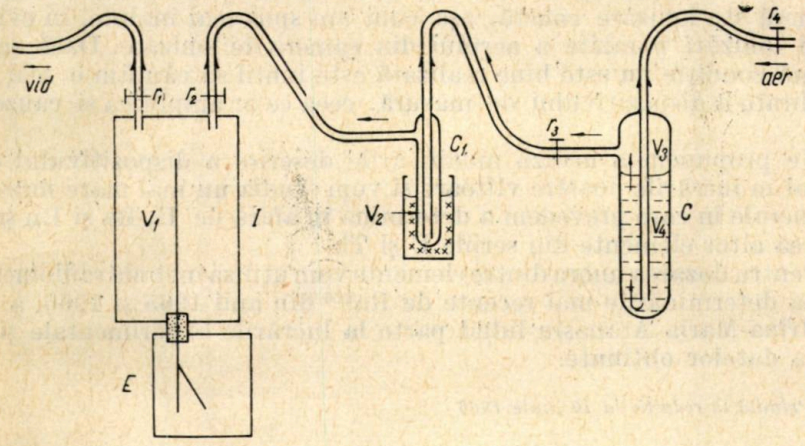
Alte lucrări de radiodatare bazate pe dezintegrarea Ra^{226}, dar mai recente decît lucrările noastre publicate începînd din anul 1957 [5], [9], sînt următoarele : V. V. Cerdințev a utilizat conținutul în Ra^{226} și Rn^{222} din apele minerale, termale și apele sărate de petrol pentru a calcula vîrsta acestor ape [16].

S-au propus de asemenea metode bazate pe izotopii Ra pentru a deduce vîrsta unor sedimente foarte recente (100-200 ani) depuse de izvoare fierbinți (H. Sakai [17]). P. K. Kuroda a studiat variația rapoartelor concentrării Tn/Rn și ThX/Ra în izvoarele termale din Japonia [18].

7. AMELIORAREA DISPOZITIVULUI EXPERIMENTAL

În privința ameliorării dispozitivului experimental utilizat de noi, adăugăm următoarele :

Ne propunem a utiliza în viitor dispozitivul, utilizat și de alți autori schematizat în figură, o dată cu acela de care ne-am servit pînă acum ([1] p. 10). Cum se vede pe figură, camera de ionizare I este înlocuită cu o cameră de volum mai mare, de exemplu de 3 l ; vasul în care se pune soluția de apă minerală (concentrată) este un vas spălător (barbotor) C de circa



Schema dispozitivului experimental propus.
C — vasul cu soluția (soluție V_4, aer V_3) ; C_1 — capcană pentru vaporii de apă (V_2) ; I — camera de ionizare (V_1) ; E — electrometrul.

500-600 cmc ; C_1 este o capcană pentru vaporii de apă. Făcînd vid în camera de ionizare I și apoi manevrînd robinetele r_2, r_3, r_4, obligăm aerul din afară să treacă prin vasul C antrenînd, prin barbotare, tot radonul din soluția V_4 pînă în camera de ionizare.

Relația utilizată de noi pînă acum ([1], p. 11) pentru a obține numărul de diviziuni reduse D'

$$D' = D\frac{V_1 + V_2 + V_3}{V_1}\left(1 + \alpha\frac{V_4}{V_3}\right)\frac{1\,000}{V_4} \qquad (1)$$

devine

$$D' = D\frac{1\,000}{V_4}, \qquad (2)$$

deoarece tot radonul din soluție intrînd în camera de ionizare (V_1), suma ($V_1 + V_2 + V_3$) se reduce la V_1, iar termenul al doilea din paranteză dispare. Pe de altă parte se poate utiliza un electometru mai sensibil. În acest fel se obține o simplificare a dispozitivului experimental, o mărire a sensibilității și a preciziei măsurărilor înlăturînd unele cauze de erori.

Sensibilitatea se mărește prin faptul că tot radonul intră în camera de ionizare și prin utilizarea unui electrometru mai sensibil.

Cauzele de erori sînt micșorate prin simplificarea formulei de calcul a numărului de diviziuni reduse D' : formula (2) în loc de (1).

Sensibilitatea se mai poate mări măsurînd intensitatea curentului de ionizare cu dispozitiv cu tub electrometric și amplificator [19], [20]. În felul acesta putem măsura curenți de ionizare extrem de slabi și ca urmare concentrări foarte mici de Ra. De subliniat însă că dificultatea principală în măsurarea concentrațiilor foarte mici de Ra cu ajutorul electrometrului cu cameră de ionizare constă, așa cum am spus mai înainte, în evitarea oricărei ionizări parazite a aerului din camera de ionizare. Dacă această din urmă condiție nu este bine realizată este inutil să căutăm o mai mare sensibilitate a dispozitivului de măsură, ceea ce ar amplifica și cauzele de eroare.

Ne propunem a utiliza modificările descrise a dispozitivului experimental în lucrările noastre viitoare și vom studia un mai mare număr de ape minerale în care prevedem a determina în afară de U, Ra și Rn și concentrarea altor elemente din seriile U și Th.

Pentru dozarea unora dintre elemente vom utiliza metoda radiometrică.

La determinările mai recente de Ra^{226} din anii 1965 și 1966, a colaborat Irina-Maria Atanasiu luînd parte la lucrările experimentale și prelucrarea datelor obținute.

Primită la redacție la 10 iunie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. G. Atanasiu, *Radioactivité de quelques sources minérales, thermales et d'eau douce...* Anuar Inst. Geol. Rom., XII, p. 1—66 (1926).
2. — *Radioactivité des sources d'eau de Roumanie.* II, Anuar Inst. Geol. Rom., **XIII** (1929).

3. G. Atanasiu, *Radioactivité des sources d'eau de Roumanie.* III. Anuar Inst. Geol. Rom., **XVI**, 1931.
4. — *Prezența și dozarea radiului în depozitele naturale ale unor izvoare minerale din R.P.R.* Bul. Științ. Acad. R.P.R., **VI**, *1*, 125—133 (1954); Rev. de phys., **II**, *1*, 33 (1957).
5. — *Cercetări în legătură cu prezența radiului în sedimentele apelor minerale.* II. Bul. Științ. Acad. R.P.R., Secț. științ. mat.-fiz., **IX**, *1*, 145 (1957).
6. A. Szabo, *Contribuțiile colectivului IFA-Cluj la cercetarea radio-activității mediului ambiant în ultimii 15 ani.* St. cerc. fiz., **16**, *9*, 1091 (1964).
7. A. Szabo, E. Dely și Ana Szabo, *Prepararea soluțiilor etalon de radiu din materii prime din R.P.R.* Comunicările Acad. R.P.R., *10*, 191 (1956).
8. G. Atanasiu *Contribuțiuni la radiodatarea unor depozite naturale.* St. cerc. fiz., **XIII**, *3*, 147 (1962).
9. — *Contribution à la recherche du Ra dans les sédiments formés par les sources hydrominérales.* II. Rev. phys., **II**, *2*, 271 (1957).
10. — *Radioactivité des sources d'eau de Roumanie et des sediments deposés par ces eaux. Radiochronologie de ces dépôts.* Rev. Roum. geol. geophys. geogr., Série Geophysique, **9**, *1*, 85 (1965).
11. St. Meyer, E. Schweidler, *Radioaktivität.* Teubner, Leipzig-Berlin, 1927, p. 556 și urm.
12. Marie Curie, Radioactivité, **II**, 490 (1935).
13. Irene Curie, *Les radioéléments naturels.* Paris, 1946, p. 52, 76.
14. H. Israel, K. Krebs, *Nuclear Radiation in Geophysics.* Springer Verlag, Berlin, 1962, p. 49.
15. A. Szabo, *Contribution to the investig. of radioactive mineral waters in R.P.R.* Acta Chim. Hungar., **18**, *1—4*, 129 (1959).
16. V. V. Cerdințev, citat după K. Rankama, *Progress in Isotope Geology*, 1963, p. 550.
17. H. Sakai, Bull. Chem. Soc. Japan., *28*, p. 509; citat după K. Rankama, op. cit., p. 554.
18. P. K. Kuroda, citat după K. Rankama, op. cit., p. 547.
19. V. Kment, A. Kuhn, *Technik des Messens Radioaktiver Strahlung*, Akadem. Verlag, Leipzig, 1960, p. 337—341.
20. A. N. Nesmeianov, V. I. Baranov ș.a., *Lucrări practice de radiochimie.* Edit. Tehn., București, 1959, p. 89—92, 95.

ÎNREGISTRĂRI ALE MAREELOR TERESTRE ÎN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

DE

DOREL ZUGRĂVESCU

Centrul de cercetări geofizice, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

DEZVOLTAREA CERCETĂRILOR PRIVIND MAREELE TERESTRE

În anul 1616, într-o scrisoare adresată de către Galileo Galilei Cardinalului Orsini [1] este expusă pentru prima dată o teorie ştiinţifică asupra fluxului şi refluxului mării. Deşi teoria lui Galilei este greşită — nici nu putea fi altfel, atîta timp cît nu se născuse cel ce avea să descopere legea atracţiei universale — lucrarea merită să fie amintită fiind prima încercare de a explica fenomenul, fără a recurge la elemente fantastice. Explicaţia corectă este dată abia spre sfîrşitul secolului de către Isaac Newton.

Devenind evident că atracţia Soarelui şi Lunii pot exercita forţe importante asupra maselor ce formează globul, descoperirea mareelor terestre ar fi trebuit să fie iminentă; determinarea efectelor gravitaţionale luni-solare ar fi trebuit să aştepte doar experimentatorii. Cu toate acestea a trecut mai bine de un secol pînă cînd în anul 1824 matematicianul norvegian Niels Henrik Abel arată că direcţia verticalei locului nu poate fi constatată în timp, din cauza atracţiei Soarelui şi Lunii. Este primul teoretician preocupat de unul dintre efectele a ceea ce numim noi azi maree terestre. Valoarea acestui efect va fi calculată 20 ani mai tîrziu, de către C. A. Peters [2].

Încercările de a pune în evidenţă deviaţia verticalei provocată de mareele terestre — fenomen cu amplitudinea de aproximativ două sutimi dintr-o secundă sexagesimală de arc — nu au putut fi încununate de succes, atîta timp cît nu a existat o aparatură suficient de sensibilă. Impasul va putea fi depăşit abia după ce, imaginînd o suspensie bifilară ingenioasă în 1832, Lorenz Hengler [3] inventează pendulul orizontal, pendul din care în 1871 Zöllner [4] va face un instrument de cercetare ideal pentru studiul seismicităţii şi al mareelor terestre. De acum înainte, avînd la bază atît o teorie cît şi rezultate experimentale certe, studiul mareelor terestre atrage din ce în ce mai mulţi cercetători.

Prin activitatea lor G. Darwin [5], Lord Kelvin [6], J. G. Hagen [7], F. W. Klönne [8], G. Grablovitz [9] la sfîrşitul secolului trecut,

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P. 275 — 285 BUCUREŞTI 1966

T. Shida [10], M. Matsuyama [11], W. Schweydar [12], [13], O. Hecker [14] şi mulţi alţii la începutul secolului nostru, au pus în evidenţă necesitatea şi au creat condiţiile unei coordonări a muncii de cercetare în acest domeniu.

Primul raport asupra mareelor terestre este prezentat în anul 1912 la Hamburg în faţa Conferinţei generale a asociaţiei geodezice internaţionale, de către Hecker, Schweydar, Lallemand şi Haid [15]. Este creată o comisie specială pentru studiul mareelor.

În perioada 1924—1954 prof. W. D. Lambert [17]—[25], multă vreme preşedinte al Asociaţiei internaţionale de Geodezie, prezintă raportul acestei comisii în faţa fiecăreia dintre adunările generale U. G. G. I., iar în perioada următoare, începînd cu Adunarea generală de la Toronto 1957, raportul este prezentat de către prof. P. Melchior [26] — [29].

Din anul 1957 figura prof. Paul Melchior s-a impus din ce în ce mai mult ; D-sa cumulează calităţile de experimentator şi teoretician, cu cea de excepţional organizator. Avîntul deosebit luat de cercetările de acest fel, în timpul şi mai ales după terminarea Anului Geofizic Internaţional, este strîns legat de multilaterala sa activitate.

Cooperarea organizată în timpul A. G. I. a dovedit că fenomenul este incomparabil mai complex decît s-a presupus iniţial. S-a trecut la coordonarea eforturilor pe plan mondial. Colocviile internaţionale ţinute pe această temă în anii 1957 şi 1958 [30], [31] s-au transformat în Simpozioane [32], [33] cu periodicitatea fixată la trei ani, a fost creat Centrul internaţional al mareelor terestre cu sediul la Bruxelles (director prof. Paul Melchior), este editat un buletin de informaţii al Comisiei permanente de maree terestre (editor prof. Paul Melchior), au început să se publice de către diferite observatoare buletine de observaţii ale mareelor terestre, în sfîrşit este în curs de completare reţeaua mondială de staţiuni permanente pentru înregistrarea continuă a diferitelor aspecte pe care le prezintă fenomenul [34], [35].

La noi în ţară prima lucrare privind mareele terestre a fost publicată în anul 1963 de către prof. Liviu Constantinescu şi conf. Radu Botezatu [36]. Ea a apărut din necesitatea practică de a aplica corecţii de variaţie diurnă a gravitaţiei valorilor obţinute prin ridicările gravimetrice de pe reţeaua naţională de ordinul I.

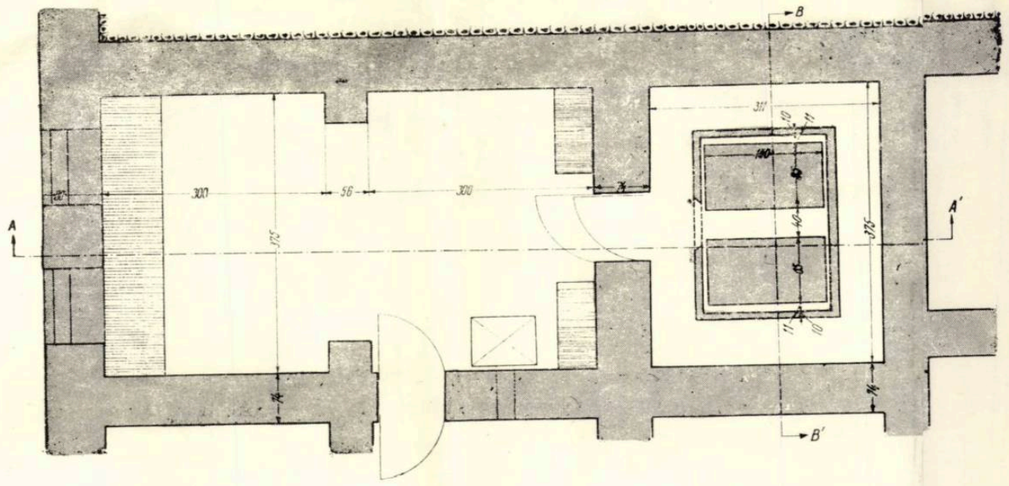
Înregistrări ale mareelor terestre au fost făcute pentru prima dată la începutul anului 1961, în cadrul Institutului de fizică al Academiei Republicii Socialiste România din Bucureşti, în localul în care ulterior Centrul de cercetări geofizice a amenajat Observatorul gravimetric Căldăruşani. Scopul înregistrărilor — centrate pe eclipsa totală de Soare din 15 februarie 1961 — era de a pune în evidenţă eventuala absorbţie a gravitaţiei la trecerea ipoteticilor gravitoni emişi de Soare prin ecranul constituit de Lună.

Gravimetrul cu ajutorul căruia au fost realizate aceste înregistrări, proprietate a Ministerului Petrolului, a fost folosit după aceea exclusiv pentru prospecţiuni.

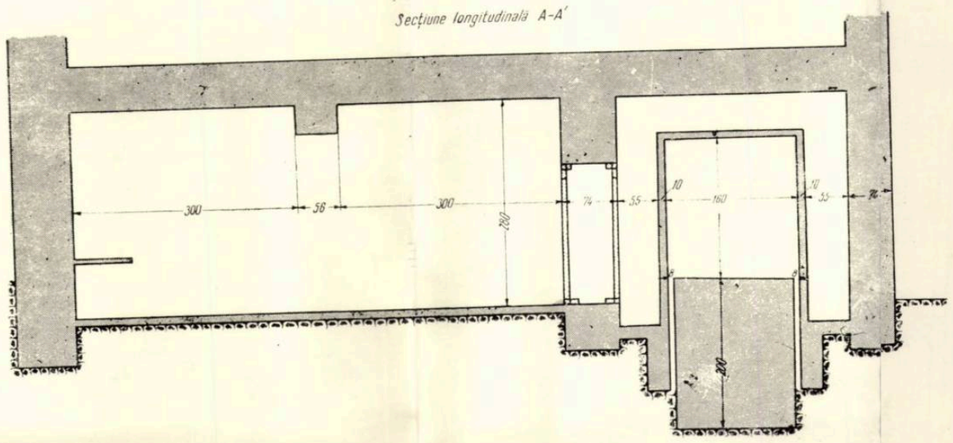
Rezultatele obţinute au fost prezentate în şedinţele de comunicări ale Centrului de cercetări geofizice.

Tot în perioada eclipsei totale de Soare din 1961, Comitetul Geologic a făcut observaţii ale mareelor terestre în mai multe puncte ale ţării, citind la intervale egale de timp, indicaţiile unui gravimetru.

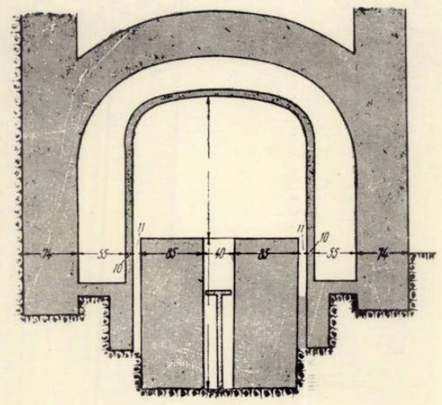
Plan de situație



Secțiune longitudinală A-A'



Secțiune transversală B-B'



Ușa camerei termostatelor (detaliu)

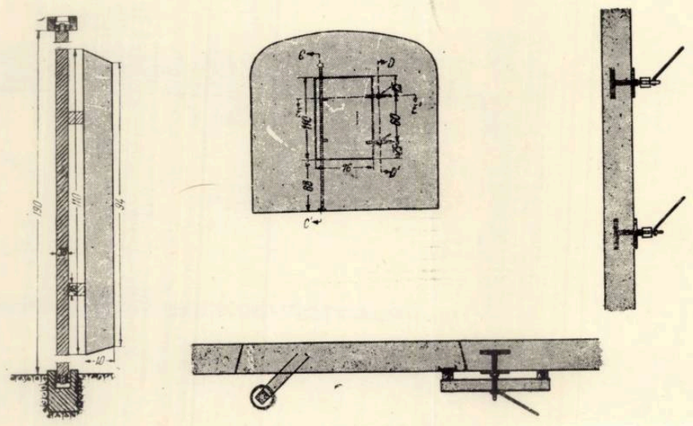
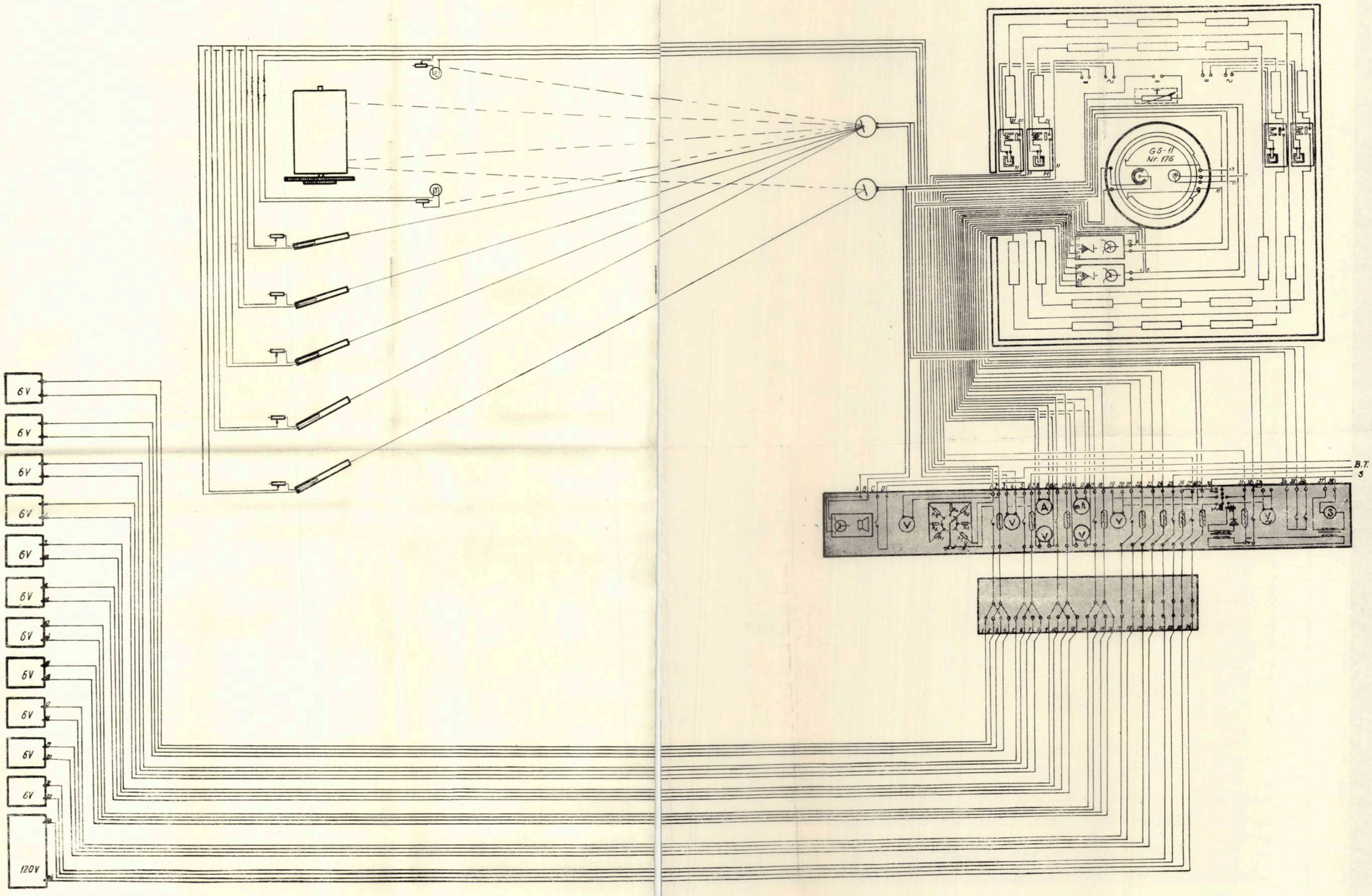


Fig. 1



Dorel Zugrăvescu — Înregistrări ale mareelor terestre

Fig. 2

STAȚIA PENTRU ÎNREGISTRAREA MAREELOR TERESTRE DE LA CĂLDĂRUȘANI

Pentru completarea rețelei mondiale de stațiuni destinate studiului mareelor scoarței, în cadrul Observatorului gravimetric Căldărușani, situat la circa 40 km nord-nord-est de București și avînd coordonatele geografice :

$$\varphi = 44^\circ\ 40'\ 34''\ \text{latitudine nordică},$$
$$\lambda = 26^\circ\ 16'\ 14''\ \text{longitudine est Greenwich},$$

a fost amenajată recent prima stație permanentă din țara noastră, pentru înregistrări ale mareelor terestre (fig. 1).

Stațiunea dispune de o cameră termostatată avînd o suprafață utilă de 3,2 m². Camera termostatată este situată în subsolul clădirii, într-o fostă cramă, și este bine izolată din punct de vedere termic. Datorită faptului că nu are nici un zid exterior, iar zidurile clădirii au grosimi de 80—90 cm, chiar înainte de amenajarea Observatorului, în această încăpere variațiile de temperatură între zi și noapte nu depășeau 1,2°C, iar trecerea de la media temperaturilor înregistrate iarna, la media temperaturilor înregistrate vara, se făcea foarte lent.

În prezent, datorită amenajării unui spațiu tampon în jurul încăperii termostaste, în această încăpere variațiile de temperatură între zi și noapte nu mai depășesc 0,25°C. Pentru a face și mai mici aceste variații și mai ales pentru a elimina variațiile sezoniere, în spațiul tampon a fost montat un sistem de termostatare.

În camera termostatată există doi piloni gravimetrici identici, avînd fiecare suprafața de 80 × 160 cm și înălțimea de 200 cm. Pilonii sînt izolați între ei și izolați pe orizontală de restul construcției, printr-un spațiu de aer. Zidul ce separă camera termostatată de spațiul tampon înconjurător a fost construit din beton armat, cu o grosime uniformă de 10 cm și armătura situată la cel puțin 3 cm de suprafața interioară, pentru ca spre camera termostatată proprietățile sale termice să fie cît mai constante. Ușa de acces a fost construită de asemenea din beton armat (detalii pe fig. 1) asigurînd perfecta etanșare a camerei termostatate.

În sistemul de termostatare, zidul acesta joacă rolul de amortizor al șocurilor de temperatură intervenite în camera termostat din cauza intrării și ieșirii din funcțiune a rezistențelor electrice, sau din cauza prezenței unui operator. Capacitatea sa calorică mare și pierderile relativ mici de energie calorică din spațiul termostat spre exterior, sînt o garanție că variațiile de temperatură nu vor putea fi niciodată exagerat de mari în camera termostatată.

În figura 2 este dată schema sistemului de termostatare montat de noi în spațiul termostat.

Două serii a cîte cinci rezistențe de 200 W fiecare sînt conectate la rețeaua de curent alternativ cu ajutorul a cîte unui releu comandat de un sesizor de temperatură cu bimetale.

Deoarece tensiunea rețelei electrice la care este branșat Observatorul este extrem de instabilă (fig. 3) putînd uneori să cadă complet, sistemul de termostatare alimentat de la rețea a fost dublat cu un sistem de rezervă. Alimentat la o baterie tampon de acumulatori cu tensiunea de 120 V și capacitatea de 330 Ah, acest sistem poate asigura funcționarea normală a stației timp de cel puțin 24 ore. La căderea rețelei de curent alter-

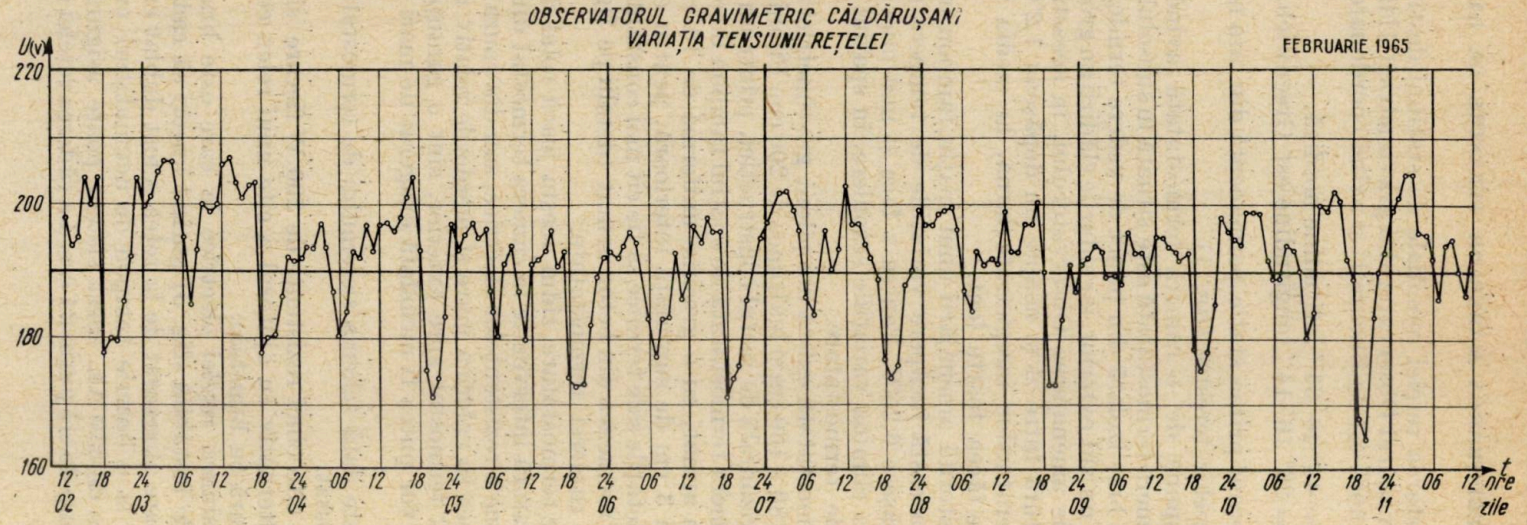

OBSERVATORUL GRAVIMETRIC CĂLDĂRUȘANI
VARIAȚIA TENSIUNII REȚELEI
FEBRUARIE 1965
U(V)
220
200
180
160
12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12 18 24 06 12
02 03 04 05 06 07 08 09 10 11
t ore zile

Fig. 3.

nativ, un releu electromagnetic trece automat termostatarea pe bateria de acumulatori și declanșează un sistem de avertizare optică și acustică.

În cazul în care este anunțată o întrerupere a curentului electric de mai lungă durată, încăperile ce înconjură camera termostatată sînt încălzite pînă aproape la temperatura de termostatare — deocamdată 21,8°C — pentru a solicita cît mai puțin bateria de acumulatori.

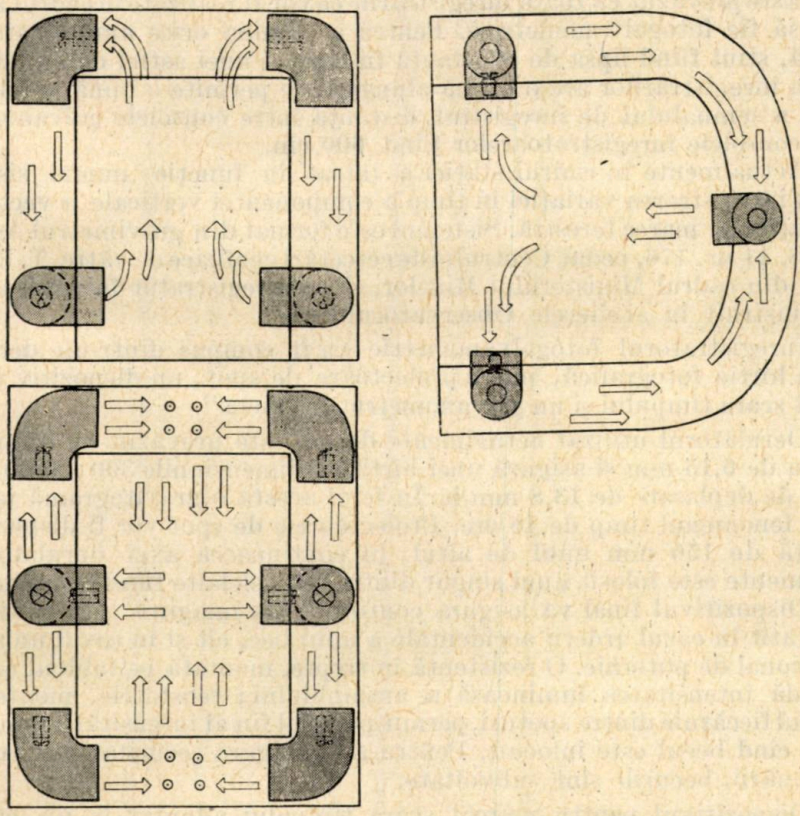


Fig. 4

Cu ajutorul acestui termostat variațiile sezoniere vor fi eliminate, iar variațiile între zi și noapte reduse pentru un anumit punct al camerei termostatate, la aproximativ 0,1°C. Pentru a se realiza omogenizarea aerului din camera termostat, sînt folosite 6 ventilatoare montate în așa fel încît să-i accentueze circulația normală, provocată de prezența unor surse calorice (fig. 4).

Accesul în camera termostatată se face prin camera înregistrărilor și va fi complet interzis atunci cînd operațiile de etalonare vor putea fi automatizate. Temperatura camerei termostat va fi ridicată atunci la 30°C, treaptă a temperaturii la care gravimetrul G S 11 nr. 176 funcționează foarte bine ; termostatele gravimetrului vor fi în continuare lăsate sub

tensiune, dar bineînțeles ele nu vor intra în funcțiune decît în cazul în care se va defecta termostatul stației. Curba înregistrărilor va fi eliberată de prezența șocurilor datorate intrării și ieșirii din funcțiune a termostatelor și acuratețea înregistrării va crește sensibil.

Pentru a alimenta termostatele gravimetrului și lampa ce iluminează celulele fotoelectrice cu tensiune constantă, în circuitele lor a fost prevăzută introducerea a două stabilizatoare de tensiune.

Este prevăzut ca toate înregistrările ce vor fi realizate în cadrul acestei stații să fie fotogalvanometrice. Pentru a elimina orice amplificare electronică, știut fiind lipsa de constanță în timp a unei astfel de amplificări, camera înregistrărilor are o formă alungită, ce permite o bună amplificare optică a semnalului de înregistrat, distanța între consolele galvanometrelor și consolele înregistratoarelor fiind 600 cm.

Actualmente în cadrul stației a intrat în funcție numai sistemul pentru înregistrarea variației în timp a componentei verticale a vectorului gravitațional maree terestră. Sistemul este format din gravimetrul Askania tip G.S. 11 nr. 176, cedat Centrului de cercetări geofizice de către T. E. P. D. M. N., din cadrul Ministerului Minelor, și un înregistrator fotogalvanometric construit în atelierele Observatorului.

Înregistratorul fotogalvanometric va fi compus dintr-un derulator pentru hîrtie fotografică, patru proiectoare de spot, un dispozitiv pentru marcat scara timpului și un galvanometru „Siemens".

Derulatorul utilizat actualmente de noi este prevăzut cu o fantă cu lățimea de 0,15 mm și asigură unei hîrtii cu dimensiunile 300×1000 mm o viteză de deplasare de 13,8 mm/h. În felul acesta o gravitogramă înregistrează fenomenul timp de 48 ore. Proiectoarele de spot vor fi dispuse la o distanță de 150 mm unul de altul, în continuarea axei derulatorului; actualmente este folosit unul singur dintre ele, celelalte fiind în lucru.

Dispozitivul final va asigura continuitatea imaginii pe hîrtia sensibilă, atît în cazul arderii accidentale a unui bec, cît și în cazul unui drift excepțional de puternic. O rezistență în trepte, montată pe tabloul central, comandă intensitatea luminoasă a ansamblului; reostatele, montate în circuitul fiecăruia dintre spoturi, permit reglajul fin al intensității luminoase atunci cînd becul este înlocuit. Pentru a se asigura securitatea maximă a funcționării, becurile sînt subvoltate.

Dispozitivul pentru marcat scara timpului, adaptat la un ceas cu pendulă, închide o dată pe oră circuitul unei baterii de 6 V, aprinzînd două becuri dispuse simetric de o parte și de alta a fantei derulatorului. O dată pe zi, la ora $6^h\ 10^m$ T.U., este dat un semnal orar suplimentar pentru a fi mai ușor de identificat zilele. Semnalele orare suplimentare pot fi date de la tabloul central, unde se găsește montat un întrerupător.

Drept galvanometru înregistrator este folosit un galvanometru „Siemens", cu sensibilitatea de curent 3.10^{-11} A/mm.m, iar pîrghia optică folosită are lungimea de 210 cm. În aceste condiții, 1μgal variație a gravitației este reprezentat pe hîrtia fotografică printr-o deplasare a spotului de 0,35 mm. Cînd va fi terminată construirea celor patru proiectoare de spot, pîrghia optică va fi mărită pînă la 600 cm, așa că la o variație a gravitației de 1μgal va corespunde o deplasare a spotului de aproximativ 1 mm.

Înainte de începerea înregistrărilor, stabilitatea indicațiilor date de gravimetru a fost verificată cu multă grijă atît pe profilul Brașov — Poiana Brașov [1]) ce include o diferență mare de gravitate (circa 72 mgali) cît și pe profile din cîmpie, sau pe pilonii gravimetrici special construiți în apropierea Observatorului, cu diferențe mici de gravitate (de ordinul miligalilor).

Pentru a se determina sensibilitatea gravimetrului în diferite domenii ale scalei, s-a făcut etalonarea sa în fiecare dintre punctele profilului Brașov — Poiana Brașov și pe fiecare dintre pilonii gravimetrici ai Observatorului. Rezultatele obținute au fost bune. Ele formează obiectul unei note separate.

Etalonarea înregistrărilor se face de cinci pînă la de zece ori lunar, fiind mai frecventă în perioadele în care driftul gravimetrului este mai pronunțat — perioade ce urmează unei perturbații în mersul său normal provocată de un cutremur, de o vibrație a terenului din apropiere datorată circulației, de variații ale temperaturii din cauza prezenței unui operator în camera termostatată, în sfîrșit, de variația tensiunii ce alimentează termostatarea.

Actualmente această etalonare se face de către un operator ce acționează asupra resortului de echilibrare cu care este prevăzut gravimetrul, supra- sau subcompensînd gravitația cu echivalentul unei accelerații cunoscute (de obicei în jur de 200 μgali).

Pentru viitor este proiectată realizarea unui sistem de etalonare ce nu va mai face necesară prezența operatorului în camera termostatată. Etalonarea va fi făcută prin înclinarea gravimetrului cu ajutorul unui sistem hidraulic : un tub în formă de U plin cu mercur, va permite ca presiunea variabilă realizată de un sistem de orologerie ce imprimă capătului liber al tubului o mișcare circulară, să fie transmisă pistonului situat sub unul dintre cele trei șuruburi de calare pe care este sprijinit aparatul. Mișcarea sinusoidală imprimată pistonului, va înclina gravimetrul făcînd să acționeze asupra sa o componentă mai mică a gravitației. Pe curbele înregistrate va apare o sinusoidă cu perioada și amplitudinea cunoscute.

ÎNREGISTRĂRI ALE MAREELOR TERESTRE

Proiectarea stației pentru înregistrarea mareelor terestre din cadrul Observatorului gravimetric Căldărușani a fost făcută pornind de la experiența dobîndită în iarna anului 1963, cînd au fost realizate înregistrări experimentale ale mareelor terestre pe perioade de timp diferite, cea mai lungă dintre ele atingînd 60 zile (sfîrșitul lui ianuarie—începutul lui aprilie 1963).

Înregistrările experimentale au fost executate cu sprijinul Conducerii Observatorului Surlari, în demisolul acestui Observator, folosind un sistem fotogalvanometric provizoriu, adaptat la același gravimetru de tip G.S. 11 întrebuințat și azi. Pe vremea aceea aparatul ne-a fost împrumutat de către T.E.P.D.M.N.

---

[1]) Lucrarea a fost făcută în colaborare cu ing. Petre Tănăsescu de la I.P.G.G.

Primele înregistrări au arătat că celulele fotoelectrice, utilizabile încă pentru prospecțiuni, nu mai aveau stabilitatea necesară cercetărilor de acest tip. Gravitogramele 1 — 5 au fost obținute după schimbarea celulelor fotoelectrice și după punerea la punct a sistemului pentru marcarea semnalelor orare. Pe curbă apar foarte clar perturbațiile provocate de intrarea în funcțiune a celor două termostate — interior și exterior — cu care este prevăzut aparatul. Atunci cînd este atins echilibrul, intrarea în funcțiune a fiecăruia dintre termostate se face la intervale de timp egale. Apar două perturbații periodice, care prin însumare dau naștere unor bătăi cu amplitudinea de cel mult 40 μ gali, suprapuse peste curba datorată mareelor fără a-i modifica alura (gravitograma 4). Valorile ordonatelor de pe diagramă pot fi determinate în acest caz destul de precis, ca medie a ordonatelor celor două înfășurători trasate urmărind limita perturbațiilor. În partea dreaptă a gravitogramei este prezentă o etalonare. Rezultă că pe această înregistrare, fiecare milimetru variație a ordonatei corespunde cu 5,8 μgali variație a gravitației. Practic foarte greu de separat sînt perturbațiile neregulate datorate variațiilor tensiunii ce alimentează spotul celulelor fotoelectrice și termostatarea gravimetrului, și perturbațiile datorate variației temperaturii încăperii în care este amplasat gravimetrul.

Gravitograma 1 a fost obținută menținînd constante tensiunea de alimentare a termostatelor și temperatura camerei în care a fost amplasat gravimetrul. Modificînd între orele 16 și 17 tensiunea de alimentare a spotului celulelor fotoelectrice cu ceva mai puțin de 2% (0,1 V)[2]), a rezultat deplasarea poziției medii a curbei înregistrate cu aproximativ 15 μgali.

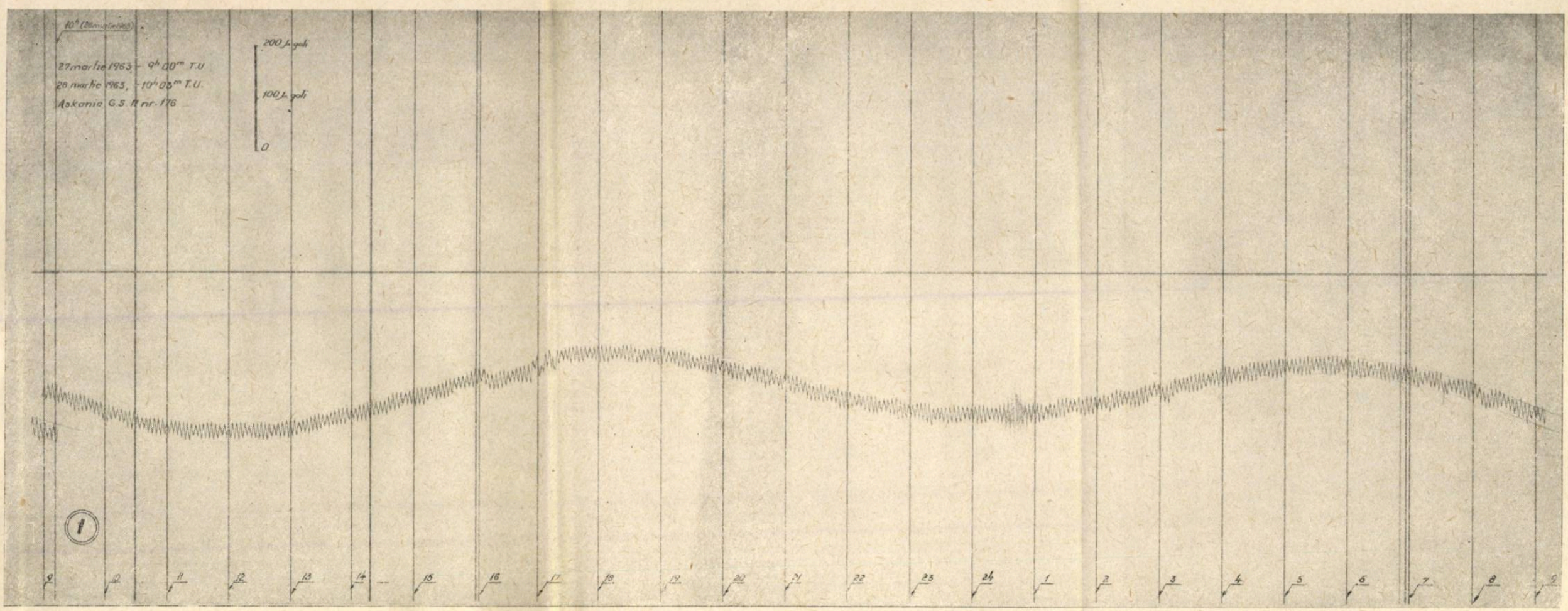
Gravitograma 2 a fost obținută menținînd constantă tensiunea de alimentare a spotului fotocelulelor și temperatura camerei. Variații ale tensiunii de alimentare a termostatelor de aproximativ 1% (0,05 pînă la 0,1 V) provoacă instabilitatea vizibilă bine în ultima porțiune a diagramei (amplitudinea de aproximativ 25μgali).

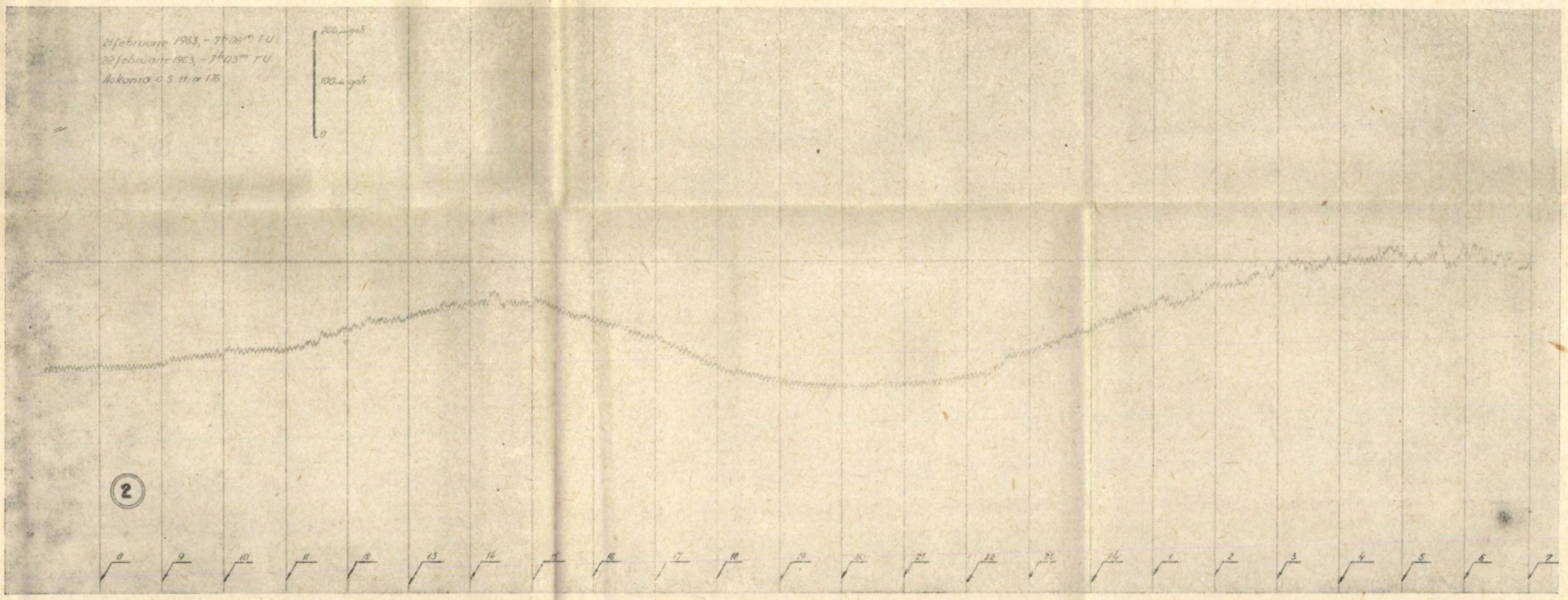
Gravitograma 3 a fost obținută menținînd constante tensiunile ce alimentează spotul celulelor fotoelectrice și termostatele gravimetrului. Se vede că, deși gravimetrul este prevăzut cu două sisteme independente de termostatare, care tot timpul au funcționat impecabil, variațiile temperaturii mediului ambiant au fost imediat sesizate. Ultima porțiune a curbei înregistrată de noi pe gravitograma 3 demonstrează că o scădere a temperaturii exterioare de circa 9,5°C are ca efect o creștere aparentă a gravitației cu circa 60 μgali. Efectul, de un ordin de mărime care poate interesa chiar prospectorii, nu poate fi în nici un caz nesocotit de cei ce se ocupă cu studiul mareelor gravității. Neglijarea lui poate introduce deformări ale înregistrărilor imposibil de separat, deoarece variațiile naturale ale temperaturii urmăresc poziția Soarelui și au prin urmare periodicitatea mareelor solare. Pentru a elimina complet acest efect este necesară termostatarea încăperii în care se amplasează gravimetrul înregistrator.

În cazul utilizării gravimetrului pentru prospecțiuni, considerăm că efectul poate fi eliminat folosind un material cu coeficient de dilatare și dimensiuni astfel alese, încît, înlocuind o porțiune a unuia dintre șuruburile

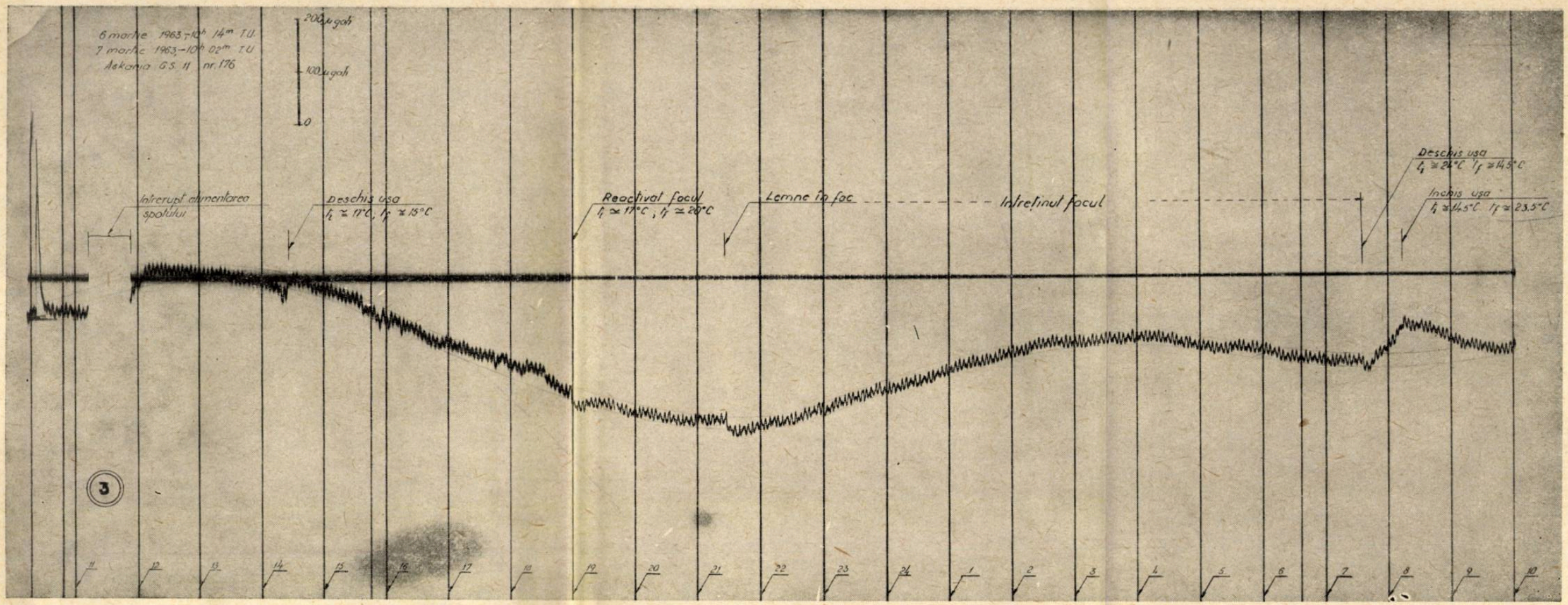
---

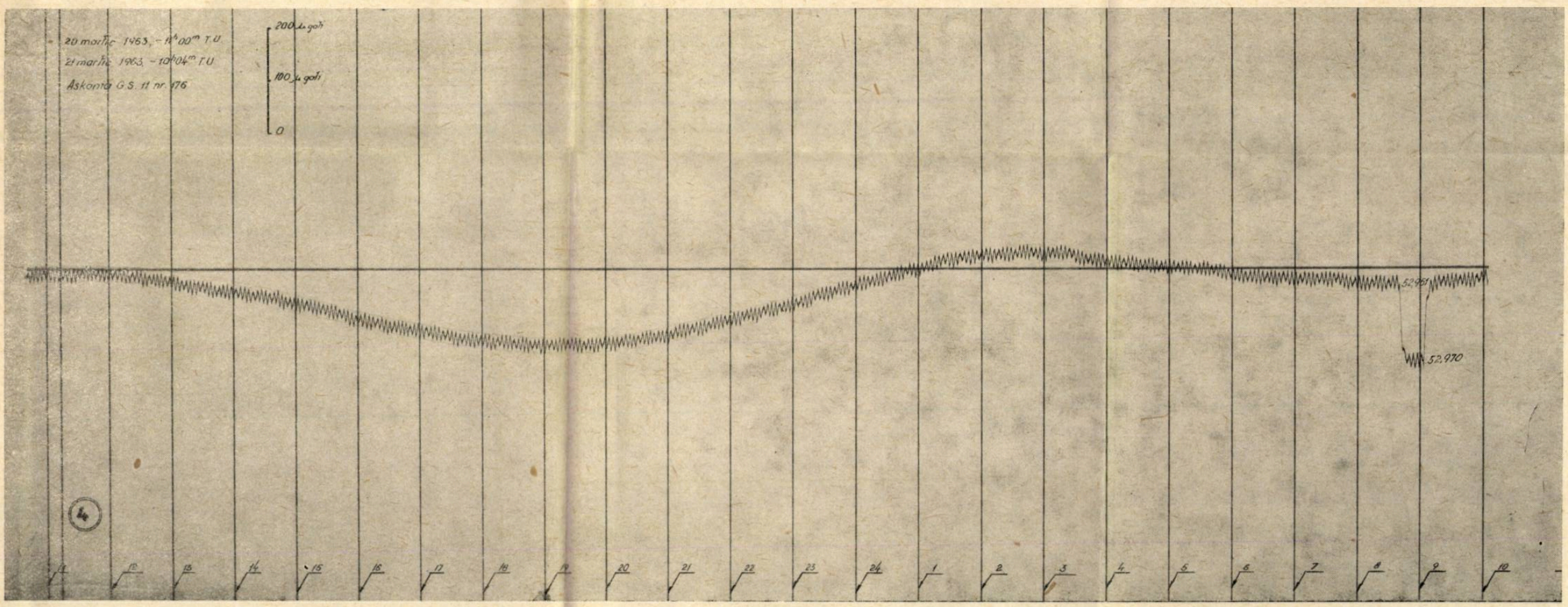
[2]) În prealabil s-a verificat P.I.B.-ul și s-a adus spotul galvanometrului interior foarte aproape de el.



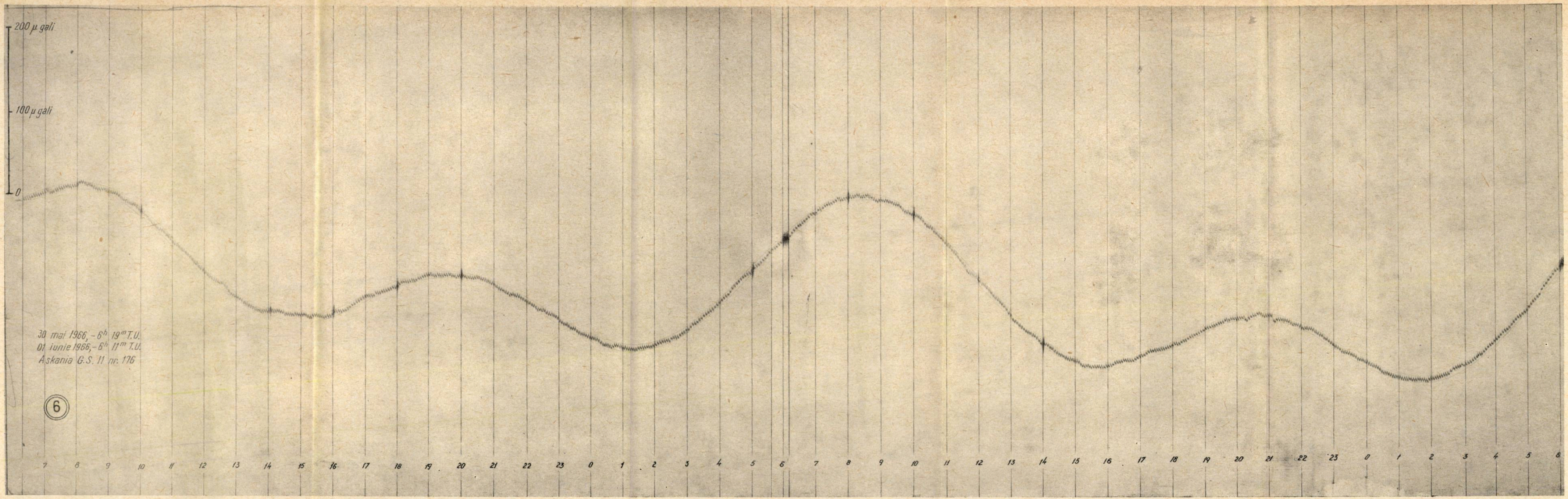


Dorel Zugrăvescu – Înregistrări ale mareelor terestre

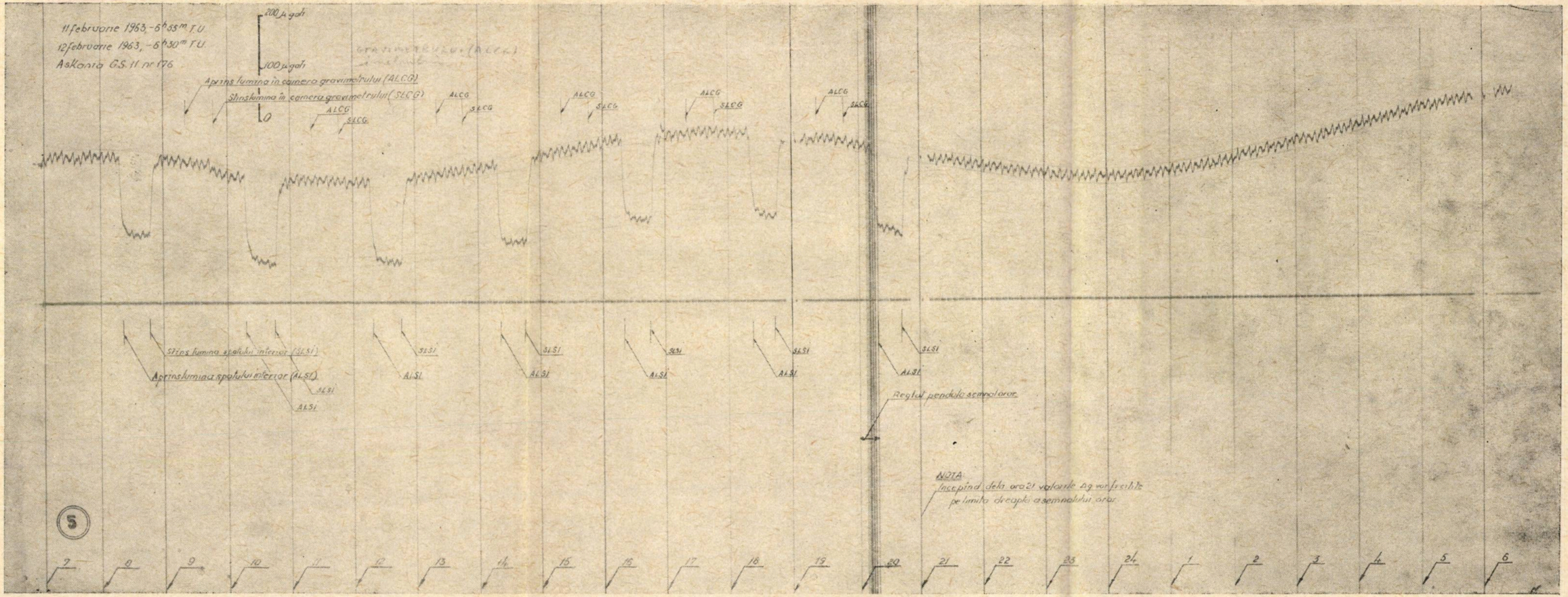

6 martie 1963 – 10h 14m T.U.
7 martie 1963 – 10h 02m T.U.
Askania G.S. 11 nr. 176
200 μgals
100 μgals
0
Intrerupt alimentarea spotului
Deschis usa
$t_i \simeq 17°C$, $t_f \simeq 15°C$
Reactivat focul
$t_i \simeq 17°C$; $t_f \simeq 20°C$
Lemne în foc
Întreținut focul
Deschis usa
$t_i \simeq 24°C$ $t_f \simeq 14.5°C$
Închis usa
$t_i \simeq 14.5°C$ $t_f \simeq 23.5°C$
3
11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10



Dorel Zugrăvescu – Înregistrări ale mareelor terestre



Dorel Zugrăvescu – Inregistrări ale mareelor terestre


11 februarie 1963 - 6h35m T.U.
12 februarie 1963, - 6h30m T.U.
Askania G.S. 11 nr. 176
200 μgali
100 μgali
Aprins lumina în camera gravimetrului (ALCG)
Stins lumina în camera gravimetrului (SLCG)
ALCG
SLCG
Stins lumina spatiului interior (SLSI)
Aprins lumina spatiului interior (ALSI)
SLSI
ALSI
Reglat pendula semnalelor
NOTA
Incepind dela ora 21 valorile ag vor fi citite
pe limita dreapta a semnalului orar
5
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
1
2
3
4
5
6

de calare, să se asigure prin înclinarea gravimetrului compensarea efectului parazit.

Un efect care de asemenea poate interesa și pe cei ce se ocupă cu prospecțiunile gravimetrice folosind tipul acesta de aparat, este pus în evidență de gravitograma 5. Pentru a verifica dacă fotocelulele sînt bine izolate față de lumina exterioară, în mod alternativ în cursul fiecărei ore impare a fost lăsată lumina zilei să pătrundă timp de 30 minute în camera gravimetrului și în cursul fiecărei ore pare timp de 30 minute a fost aprins spotul galvanometrului. Rezultatele obținute demonstrează că fotocelulele sînt bine izolate numai față de lumina exterioară, aprinderea spotului galvanometrului fiind înregistrată de aparat ca o scădere aparentă a gravitației de circa 150 μgali.

Gravitograma 6 face parte dintre cele obținute prin înregistrările continue începute la 20 februarie 1966, în cadrul Observatorului gravimetric Căldărușani. Etalonarea prezentă pe această gravitogramă a arătat că o variație de 1 mm a ordonatei, corespunde cu o variație de 2,8 μgali a gravitației.

Amplitudinea perturbațiilor provocate de funcționarea termostatelor proprii este actualmente de aproximativ 6 μgali, iar cea a perturbațiilor provocate de variațiile de tensiune și de variațiile de temperatură rezultate în urma intervenției operatorilor în camera termostatată, este de aproximativ 5 μgali.

Perioada mică și regularitatea perturbațiilor permite trasarea corectă a înfășurătorilor ; efectul lor este astfel complet eliminat din calculele pentru separarea undelor de maree. Sperăm că automatizarea etalonărilor și introducerea stabilizatoarelor de tensiune le va elimina și de pe înregistrări, permițînd atacarea problemelor mai delicate puse de urmărirea vibrațiilor proprii ale Pămîntului și de experiențele pe modele.

Ne propunem ca în cursul anului viitor să completăm stația cu o pereche de pendule orizontale din cuarț. Cu ajutorul lor va fi înregistrată și variația componentei orizontale a cîmpului gravific, informațiile asupra fenomenului devenind complete.

Ne propunem de asemenea ca în termenul cel mai scurt să dublăm înregistratorul actual cu încă un înregistrator de același tip ; în felul acesta siguranța continuității înregistrărilor va fi mult sporită și fenomenele fizice deosebite înregistrate nu vor mai putea fi confundate cu fenomene instrumentale.

Înainte de a încheia țin să mulțumesc și pe această cale Conducerii Academiei Republicii Socialiste România, Conducerii Centrului de cercetări geofizice și a Secției de geomagnetism și gravimetrie și tuturor acelora care, prin înțelegerea sau prin ajutorul lor efectiv, au contribuit la amenajarea Observatorului gravimetric Căldărușani.

Mulțumesc de asemenea colaboratorilor mei din cadrul Observatorului, care prin eforturi continue au reușit să depășească atît greutățile inerente oricărui început, cît și greutățile specifice unui loc de muncă izolat.

Primită la redacție la 10 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. GALILEO GALILEI, *Dialog asupra ştiintelor noi.* Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1961.
2. C.A.F. PETERS, *Von den kleinen Ablenkungen der Lotleine und des Niveaus.* Astron. Nachr., **22**, 33 (1845).
3. L. HENGLER, *Astronomische Pendelwaage, nebst einer neuen Nivellierwaage, erfunden und dargestellt.* Dingler's polyt., **J. 43**, 81—92 (1832).
4. F. ZÖLLNER, *Zur Geschichte des Horizontalpendels.* Berichte der Kgl. Gesellsch. d. Wiss., 1869, 1871.
5. G. H. DARWIN, *A numerical estimate of the rigidity of the Earth.* Nature, **27**, 22—23 (1882).
6. LORD KELVIN, *Dynamical problems regarding elastic spheroidal shells and spheroids of incompressible liquid. Oscillations of a liquid sphere.* Phil. Trans. R. Soc. London, **153** (1863); Math. and Phys. Papers, **3**, 351—386 (1890).
7. J. G. HAGEN, *On the deflection of the level due to solar and lunar attraction.* Astron Nachr., **107**, *2568*, 371—380 (1884).
8. F. W. KLÖNNE, *Die periodischen Schwankungen in den inundierten Kohlenschächten von Dux in der Periode vom 8 April bis 15 Sept. 1879.* Sitzungsber. Kais. Akad. Wiss., **81**, 101 (1880).
9. G. GRABLOVITZ, *Sul fenomeno di marea osservato nelle minieri di Dux in Bohemia.* Boll. Soc. adriat. di Sc. nat. in Trieste, **VI**, 34 (1880).
10. T. SHIDA, *Horizontal Pendulum Observation of the Change of Plumb Line at Kamigamo, Kyoto.* Mem. Coll. Sci. Engin., Kyoto Imp. Univ., **4**, 23—174 (1912).
11. M. MATSUYAMA, T. SHIDA, *Change of Plumb Line referred to the Axis of the Earth as found from the Result of the International Latitude Observations.* Mem. Coll. Sci. Engin., Kyoto Imp. Univ.", **4**, 277—284 (1912).
12. W. SCHWEYDAR, *Über die Deformation des Erdkörpers.* Petermans Geogr. Mitteil, **II**, *57*, 74—75 (1911).
13. — *Harmonische Konstanten der vierzehntägigen und monatlichen Mondflut.* III. Beitrag zur Bestimmung des Starrheitskoefficient der Erde, „Gerl. Beirt. Geophiz., **9**, 41—77 (1908).
14. O. HECKER, *The use of horizontal pendulums to observe deformations of the Earth due to the Sun and Moon.* Sb. ref. perevod. stat. geodez. vopr., **66** (1911).
15. O. HECKER, W. SCHWEYDAR, T. LALLEMAND, P. HAID, *Rapports sur les marées terrestres.* C. R. Séances, 17 Conf. Gén. Assoc. Géod. Int., Hamburg, 1912, 52—54.
16. E. FICHOT, *Rapport de la Commission Mixte des Marées.* Assoc. Int. de Géodésie—2e Assemblée Gén. U.G.G.I., Madrid, 1924, Bull. Géod., **7**, 323—326 (1925).
17. W. D. LAMBERT, *Rapport préliminaire sur les marées de l'écorce terrestre.* Trav. Section de Géodésie, Rapports généraux 2e Assemblée Gén., **4**, Madrid, 1924.
18. — *Rapport sur les marées de l'écorce terrestre.* Trav. Assoc. Intern. de Géodés., Rapports généraux 3e Assemblée Gén. U.G.G.I., **6**, Prague, 1927.
19. — *Rapport sur les marées terrestres.* Trav. Assoc. Intern. de Géodes. Rapports généraux 4e Assemblée Gén. U.G.G.I., **8**, Stocholm, 1930.
20. — *Rapport sur les marées de l'écorce terrestre.* Trav. Assoc. Intern. de Géodés., Rapports généraux 5e Assemblée Gén., **12**, Lisbon, 1933.
21. — *Rapport sur les marées de l'écorce terrestre.* Trav. Assoc. Intern. de Géodes., Rapports généraux 6e Assemblée Gén., **14**, Edinburgh, 1936.
22. — *Rapport sur les marées de l'écorce terrestre.* Trav. Assoc. Intern. de Géodes., Rapports généraux 7e Assemblée Gén., **16**, Washington, 1939; U.S. Coast and Geodetic Survey, **223**, 1—22 (1940).

23. W.D. LAMBERT, *Report on Earth Tides.* Trav. Assoc. Intern. de Géodés., Rapports généraux 8e Assemblée Gén., Oslo, 1948, p. 383—401.
24. W. D. LAMBERT, F. W. DARLING, *Rapport Général No. 10 sur les marées de l'écorce terrestre.* Trav. Assoc. Intern. de Géodés., Rapports généraux 9e Assemblée Gén., **17**, Bruxelles, 1951.
25. W. D. LAMBERT, *Rapport Général No. 10 sur les marées de l'écorce terrestre.* Trav. Assoc. Intern. de Géodésie, Rapport généraux 10e Assemblée Gén. **19**, Rome, 1954.
26. P. MELCHIOR, *Rapport sur les marées terrestres 11e Assemblée Générale de l'U.G.G.I., Toronto, 1957.* Bull. Géodés. **46**, 28—52 (1957); Comm. Obs. Roy. Belg., **139**, S. Geophys., **46** (1957).
27. — *Rapport sur les Marées Terrestres, 1957—1960.* B.I.M., **20**, 328—366 (1960).
28. — *Compte Rendu des Réunions de la Commission Permanente des Marées Terrestres à l'Assemblée Générale d'Helsinki.* B.I.M., **21**, 368—370 (1960).
29. — *Rapport sur les Marées Terrestres 1961—1962.* B.I.M., **33**, 987—1012 (1963).
30. *** *Colloque International sur les marées terrestres préparatoire aux travaux de l'Année Géophysique Internationale (Uccle 24—26 avril 1957).* Comm. Obs. Roy. Belg., *114* S. Geophys., **39** (1957).
31. *** *Deuxieme Colloque International de la Commission du C.S.A.G.I. pour l'étude des marées terrestres (Munich 21—26 juillet 1958).* Comm. Obs. Roy. Belg., **142**, S. Géophys., **47** (1958).
32. P. MELCHIOR, *Rapport du directeur du Centre International des Marées terrestres.* III Symp. Marées Terr., 14—15 July, Trieste, 1959.
33. L. HIERSEMANN, *Internationales Symposium über Erdegezeiten in Triest.* Bergakademie, 1959, Freiberg, p. 9—10, 624—627; Verröff, **76** (1959).
34. *** *Création d'un service permanent des marées terrestres.* Chronique de l'U.G.G.I., **23**, 260—261 (1959).
35. P. MELCHIOR, *The Earth Tides.* Pergamon Press, Oxford-London-Edinburgh-New York-Paris-Frankfurt, 1966.
36. L. CONSTANTINESCU, R. BOTEZATU, *Rețeaua gravimetrică a R. P. Române. II. Reducerea efectului de variație diurnă a gravitației pentru teritoriul R. P. Române.* Probl. geofiz., **II**, 7—18 (1963).

STUDIUL CORELAȚIILOR REGIMULUI RADIATIV DIN ATMOSFERĂ

DE

VALERIA WINTER

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Radiația solară provoacă numeroase și variate fenomene, care se succed într-o ordine anumită, în măsura pătrunderii ei în atmosferă. Cel din urmă fenomen produs de radiația solară este încălzirea periodică și inegală a păturilor superficiale ale scoarței terestre, încălzire care se transmite aerului și care hotărăște întregul regim dinamic și termodinamic al atmosferei joase. De aici rezultă importanța deosebită pe care o reprezintă măsurarea radiației solare pentru fizica atmosferei, deoarece principala sursă de energie care alimentează uriașa mașină termică a atmosferei rămîne energia primită de la soare.

O succintă prezentare a transformărilor pe care le suferă radiația solară în atmosferă ne permite să intuim necesitatea studierii radiației solare în corelație cu principalii factori atmosferici, care contribuie mai mult sau mai puțin direct la variațiile acesteia.

În atmosfera joasă radiația solară suferă importante schimbări provocate de absorbția selectivă, datorită gazelor componente ale aerului, cu transformarea integrală a energiei absorbite în căldură și de difuzia produsă de molecule și de suspensiile atmosferice.

Pentru obținerea unei valori cît mai riguroase a fluxului radiant solar este necesară și determinarea transparenței sau opacității aerului, în condițiile pe care le creează structura fizico-chimică a acestuia.

Atît măsurarea fluxului solar cît și determinarea opacității aerului constituie operații care trebuie repetate la diferite ore din zi și din epoci ale anului, aceasta fiindcă extincția radiațiilor solare prin absorbție selectivă și difuzie în aerul pur și suspensiile care formează aerosolul atmosferic variază, în condiții foarte complexe, cu stările momentane ale atmosferei.

Într-o serie de lucrări publicate anterior ne-am ocupat cu studiul radiației solare directe și al aerosolului atmosferic în trei zone distincte — oraș industrial, munte și litoral — căutînd să le corelăm cu variațiile momentane ale umidității aerului, direcției și vitezei vîntului, culorii cerului precum și ale maselor de aer.

Măsurătorile de radiație solară directă au fost executate cu un actinometru blindat Linke—Feussner, prevăzut cu un galvanometru por-

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P 287—295 BUCUREȘTI 1966

tabil avînd sensibilitatea 6.10^{-9} A, ambele fabricate de Kipp şi Zonen, Olanda.

Pentru determinarea fluxului radiant în domenii spectrale lipsite de absorbţie selectivă am folosit o serie de filtre interferenţiale Schott-Jena care permit măsurarea radiaţiei solare în domenii spectrale înguste, de ordinul a 10 mμ, acestea facilitîndu-ne obţinerea numai a extincţiei datorite difuziei în aerosolul atmosferic [1].

Dar difuzia radiaţiei solare în aerosolul atmosferic ridică două probleme principale.

Prima constă în căutarea expresiei exacte a legii de difuzie, iar cea de-a doua în caracterizarea aerosolului prin mărimi deduse din măsurarea extincţiei radiaţiei solare directe sau a radiaţiei difuzate.

Prima problemă are două aspecte : valabilitatea legii ca expresie a difuziei în aerosoli şi valabilitatea ei în cazul atmosferei.

Cît priveşte problema a doua, este necesar ca legea de difuzie să fie astfel exprimată, încît din măsurători actinometrice să se poată deduce mărimi care să exprime concentraţia suspensiilor şi ordinul lor de mărime.

Atîta vreme cît particulele difuzante sînt mici în raport cu lungimea de undă, coeficientul de extincţie prin difuzie al luminii este dat de binecunoscuta lege a lui Rayleigh

$$a'_\lambda = \delta\lambda^{-4},$$

în care δ este o funcţie de indicele de refracţie şi numărul pe cm^3 al particulelor difuzante, considerate ca sfere dielectrice. În cazul atmosferei această lege exprimă difuzia luminii produsă de molecule. Cînd particulele sînt foarte mari în raport cu lungimea de undă, difuzia ascultă de legea

$$a'_\lambda = \gamma\lambda^{0},$$

ceea ce arată că ea este independentă de lungimea de undă. S-a presupus atunci că pentru particule de dimensiuni intermediare, difuzia ar fi exprimată de legea

$$a'_\lambda = \beta\lambda^{-\alpha},$$

α putînd varia între 4 şi 0, corespunzător dimensiunilor particulelor.

Ceea ce înseamnă că legea în $\lambda^{-\alpha}$ capătă o justificare teoretică numai dacă presupunem că α este o funcţie de r, λ şi n. Oricare ar fi valoarea lui n, pentru $r < 0{,}1\,\lambda$ regăsim legea lui Rayleigh, iar pentru $r > 10{,}0\,\lambda$, legea în λ^0.

Discuţiile care s-au dus pe această cale nu au ajuns la vreun rezultat definitiv şi în timp ce unii autori, fără a ţine seama de condiţiile particulare din atmosferă, au renunţat la legea $\lambda^{-\alpha}$, alţii au continuat s-o folosească pentru caracterizarea opacităţii aerului, fără a se preocupa de o eventuală dependenţă a lui α faţă de λ.

Observaţiile arată că în orice moment există în atmosferă particule difuzante de dimensiuni diferite. Particulele solide sînt în număr redus. Întotdeauna există picături de apă (formate în jurul nucleelor de condensare), dimensiunile lor depinzînd, între anumite limite, de umiditate relativă a aerului. Cele mai mici se situează la aproximativ 0,2μ. Trebuie presupus că există nuclee — picături şi sub această dimensiune. Cele mai mici picături sînt de regulă şi cele mai numeroase.

Aceste concluzii, confirmate de diferiți cercetători, arată că există întotdeauna în atmosferă particule difuzante de diferite dimensiuni și că prin urmare nici legea lui Mie și nici legea $\lambda^{-\alpha}$, valabile pentru suspensii formate din picături de aceeași dimensiune, n-ar fi aplicabile în cazul atmosferei.

În realitate ambele legi pot fi aplicabile, dacă luăm în considerare faptul experimental că acțiunea optică a particulelor de raze cuprinse între 0,5 și 0,1 μ este dacă nu exclusivă, dar cel puțin categoric preponderentă. Aceasta pentru că nucleele-picături de dimensiuni mai mari sînt în număr prea mic pentru a avea o acțiune optică apreciabilă și pentru că cele mai mici, deși mult mai numeroase, au o eficacitate extrem de redusă.

Din datele experimentale rezultă că legea $\beta\lambda^{-\alpha}$ se comportă ca și cum atmosfera nu ar conține decît particule de o singură dimensiune, ceea ce înseamnă că ea exprimă, în mod valabil, extincția în funcție de o dimensiune medie. Ea reprezintă în mod corect difuzia (produsă de suspensiile atmosferice).

Verificarea legii în $\lambda^{-\alpha}$ se poate face prin stabilirea unei metode de determinare simultană a lui α și β, din determinări actinometrice, executate în domenii spectrale diferite.

Pentru determinarea parametrilor α și β folosim expresia

$$I_\lambda = I_{o\lambda}\, p_\lambda^{\,m}\, e^{-\beta\lambda^{-\alpha}m},$$

în care I_λ și $I_{o\lambda}$ reprezintă acum fluxul determinat cu ajutorul filtrului și cel corespunzător de la limita superioară a atmosferei, p_λ coeficientul de transmisie mediu în intervalul λ_1, λ_2 al atmosferei pure și uscate, iar m masa atmosferică determinată în momentul observației.

După cum se știe $I_{o\lambda}$ și p_λ sînt cunoscuți. Din ecuația de mai sus deducem pe

$$a_\lambda = \beta\lambda^{-\alpha};$$

întrucît $\log a_\lambda = \log\beta - \alpha \log \lambda$ reprezintă o dreaptă, se înscriu în diagrama [$\log a_\lambda$, $\log\lambda$] valorile lui $\log a_\lambda$ obținute cu ajutorul acelor filtre în ale căror domenii de transparență nu apare vreo absorbție selectivă apreciabilă. Se trasează apoi dreapta și se determină grafic parametrii β și α.

Avantajul legii în $\lambda^{-\alpha}$ constă în aceea că pornind de la coeficienții de extincție monocromatici, se poate determina grafic α și β, putînd astfel afla raza picăturilor. Cum picăturile aerosulului au mărimi diferite, nu ne putem aștepta la rezultate precise. Raza obținută pe această cale va fi doar un indiciu asupra ordinului de mărime, utilizabil pentru a urmări variațiile dimensiunilor picăturilor sub acțiunea umidității.

Această revenire la înțelesul inițial al expresiei lui Ångström tinde să confirme acele observații menționate mai înainte, după care α ar fi independent de lungimea de undă. În această situație dezacordul între expresia lui Ångström, și cea a lui Mie tinde să dispară. În acelaș timp, expresia lui Ångström, mai curînd empirică dar acum justificată teoretic întrucîtva, tinde să se impună.

Și cu toate că un acord între cele două expresii există, se pune întrebarea care din ele trebuie preferată. Desigur, observația va hotărî și singurul lucru care se poate spune deocamdată este faptul că prin ipotezele sim-

plificatoare care stau la baza ei, ca și prin verificările ce i s-au făcut, expresia lui Mie este și ea aproximativă.

Măsurarea radiației solare directe a avut ca scop stabilirea corelațiilor care există între parametrii lui Ångström (α și β) și starea fizică a atmosferei în momentul observației.

În plus, calcularea valorilor parametrilor α și β ne-a permis cunoașterea proprietăților aerosolului atmosferic și a rolului său în diferite fenomene atmosferice.

Observațiile actinometrice au fost executate începînd de dimineață (cînd s-a ținut seama de variația rapidă a lui m și s-a luat șirul de observații perfect simetric) din două în două ore pînă după amiază, în zilele senine, fără pîclă, cînd aproximativ 85% din radiația de undă scurtă vine direct de la soare și numai 15% vine de la cer, pe calea difuziei.

Din valorile medii ale intensității radiației solare directe s-au calculat valorile medii ale coeficienților de extincție ai aerosolului $a_{2\lambda}$, precum și ale parametrilor α și β (tabela).

Tabelă

Valorile medii ale lui $a_{2\lambda}$, α, β

Nr. crt.	$a_{2\lambda}$	α	β	Nr. observ.
1	0,048	1,8	0,051	8 (2×6)
2	0,024	2,5	0,023	8 (2×5)
3	0,036	1,8	0,036	8 (2×4)
4	0,133	1,6	0,134	8 (2×5)
5	0,025	2,1	0,026	8 (2×7)
6	0,109	1,6	0,111	8 (2×6)
7	0,143	0,9	0,145	8 (2×8)
8	0,115	1,4	0,118	8 (2×4)
9	0,038	1,4	0,039	8 (2×5)
10	0,226	1,1	0,230	8 (2×7)
11	0,150	1,3	0,153	8 (2×6)
12	0,057	1,3	0,058	8 (2×3)
13	0,015	2,3	0,015	8 (2×3)
14	0,046	1,6	0,047	8 (2×4)
15	0,048	1,3	0,049	8 (2×4)
16	0,092	1,3	0,094	8 (2×5)
17	0,036	1,6	0,037	8 (2×4)
18	0,066	1,3	0,067	8 (2×2)
19	0,031	1,8	0,032	4 (2×5)
20	0,160	1,2	0,163	4 (2×4)
21	0,189	1,2	0,192	4 (2×7)
22	0,082	1,3	0,084	4 (2×6)
23	0,109	1,3	0,111	4 (2×8)
24	0,094	1,3	0,096	4 (2×5)
25	0,112	1,2	0,114	4 (2×4)
26	0,151	1,1	0,154	4 (2×7)
27	0,121	1,4	0,123	4 (2×3)
28	0,161	1,2	0,164	4 (2×4)
29	0,086	1,1	0,087	4 (2×3)

După cum reiese din tabelă, parametrul β dă o măsură exactă a extincției prin aerosol, ceea ce permite ca parametrul β să poată fi folosit la compararea purității atmosferei în diferite locuri.

Vom analiza acum comportarea parametrilor α și β, a factorului de opacitate T, a nucleelor de condensare la variațiile factorilor atmosferici — umezeala relativă, direcția și viteza vîntului, culoarea cerului precum și masele de aer.

UMEZEALA RELATIVĂ

Compoziția optică a aerosolului atmosferic — adică particule difuzante cuprinse între 0,1 și 1μ rază — este formată din nuclee-picături, care pot fi nuclee solide înconjurate cu pelicule lichide sau picături de soluții apoase concentrate [2].

Datorită variației diurne a umezelii relative avem o variație diurnă a aerosolului.

Determinînd atunci atît pe α cît și pe β am putea avea o bună caracterizare a aerosolului, din punctul de vedere al condensării, prin concentrația particulelor difuzante și ordinul lor de mărime.

Parametrul α prezintă o variație cu umezeala relativă o dată cu creșterea sau scăderea dimensiunilor picăturilor-nuclee, pentru aceasta concentrația totală a particulelor nevariind (parametrul β rămînînd nemodificat).

În schimb β prezintă o variație cu umezeala relativă la o scădere a conținutului de picături prin coalescență.

În cazul aerosolului atmosferic, cu particule de raze diferite, din zona de oraș industrial, la creșterea umezelii relative, cînd particulele difuzante cresc, α scade uneori (fig. 1).

Parametrul β se comportă diferit față de umezeala relativă, aceasta datorită unei invazii masive de nuclee de la sursele învecinate. El prezintă cele mai mari valori la masa caldă și umedă, deci cînd opacitatea este mai mare (fig.6) [3].

Din măsurătorile intensității radiației solare, executate în zona de munte în două locuri diferite — Postăvarul și Poiana Brașov (500 m diferență de nivel), a rezultat o scădere lentă a intensității radiației solare o dată cu creșterea umezelii relative pentru Poiana Brașov, iar pentru Postăvarul fenomenul invers.

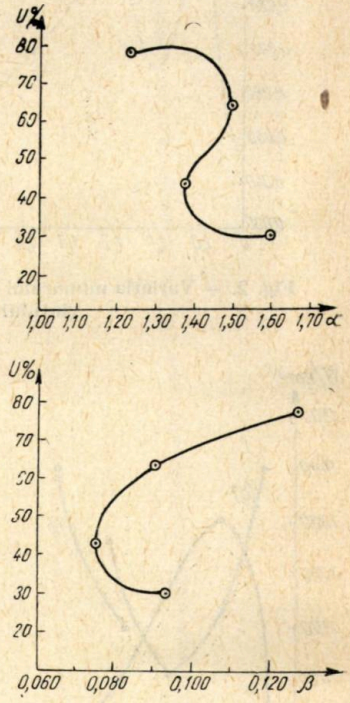


Fig. 1. — Variația parametrilor α și β cu umezeala relativă (val. medii).

În același timp pe Postăvarul factorul de opacitate T a scăzut continuu [4].

Urmărind variațiile coeficientului de opacitate β, putem studia circulația aerului în regiunea muntoasă, care ne ajută la studiul procesului de condensare din atmosferă.

O corespondenţă asemănătoare între creşterea umezelii relative şi creşterea concentraţiei aerosolului am întîlnit şi în măsurătorile efectuate în Dobrogea (în zona de coastă şi în zona de interior) [5].

DIRECŢIA ŞI VITEZA VÎNTULUI

Vîntul joacă un rol deosebit de important în structura fizică a atmosferei joase, în perioada caldă a anului, cînd repartiţia inegală a temperaturii la sol este mai accentuată.

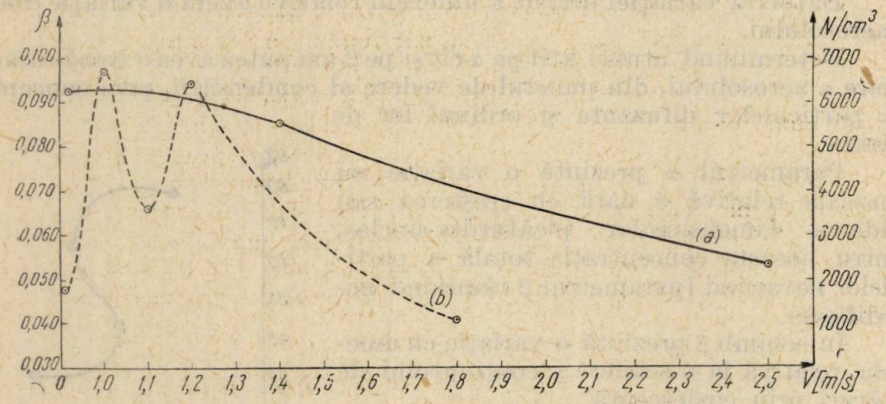


Fig. 2. — Variaţia numărului de nuclee (*a*) şi a coeficientului de opacitate β (*b*) cu viteza vîntului pe muntele Postăvarul (val. medii).

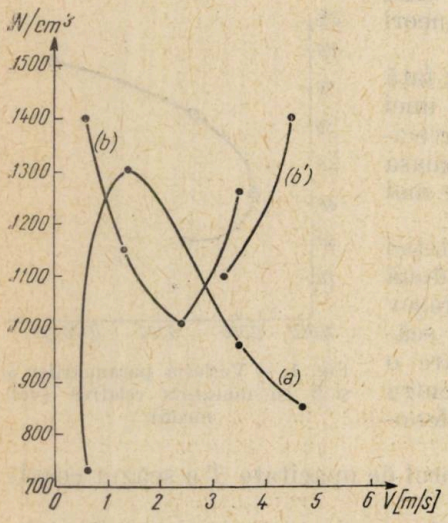


Fig. 3. — Concentraţia nucleelor de condensare în funcţie de viteza vîntului în interiorul Dobrogei (*a*) şi pe litoral (*b*, *b'*).

În zona de oraş industrial curbele de variaţie ale lui α şi β cu direcţia vîntului sînt complet diferite. Numai în timpul calmului, parametrii α şi β au o comportare asemănătoare, ambii avînd o valoare mare [3].

În zona de munte am obţinut pentru Postăvarul o proporţionalitate între variaţia vitezei vîntului şi cea a intensităţii radiaţiei solare directe.

Lipsa aerosolului în cantitate mare, care să contribuie la extincţie, rezultă de altfel şi din curba care ilustrează variaţia coeficientului de opacitate β cu viteza vîntului, ca şi din cea a dependenţei concentraţiei nucleelor de condensare de viteza vîntului (fig. 2).

În Poiana Braşov situaţia se prezintă invers, deoarece la o creştere a vitezei vîntului avem o scădere a

intensității radiației solare, neexplicabilă decît prin faptul că apreciabile cantități de nuclee sînt aduse în Poiana Brașov din atmosfera infectată a orașului Brașov, prin acțiunea antrenantă convectivă a vîntului.

În regiunea Dobrogea întîlnim în zona de coastă o proporționalitate între viteza vîntului și concentrația nucleelor de condensare (ca urmare a intensificării transportului de aerosol marin), iar în zona de interior fenomenul este invers (predomină curenții convectivi ascendenți) (fig.3) [5].

CULOAREA CERULUI

La o variație a concentrației sau a dimensiunilor aerosolului atmosferic vom avea o modificare corespunzătoare a culorii cerului, datorită faptului că difuzia radiației solare în interiorul atmosferei se face în mod diferențiat după ordinul de mărime al particulelor difuzante și concentrația acestora [3].

În zona de oraș industrial concentrația particulelor a crescut foarte mult plecînd de la culoarea albastră la cea albastru deschis [3].

Pentru zona de munte am obținut o variație a intensității radiației solare directe cu tipurile de culoare ale cerului mai accentuată în Poiana Brașov decît pe Postăvarul, deoarece, așa cum am arătat mai înainte, în Poiana Brașov concentrația aerosolului este mai mare decît pe Postăvarul, unde puritatea aerului este apreciabilă. De aici rezultă o scădere mai accentuată a intensității radiației solare directe în Poiana Brașov față de Postăvarul.

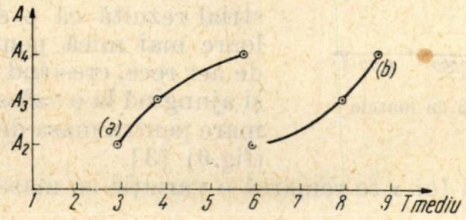


Fig. 4. — Variația factorului de opacitate mediu T cu culoarea cerului pe muntele Postăvarul (a) și în Poiana Brașov (b).

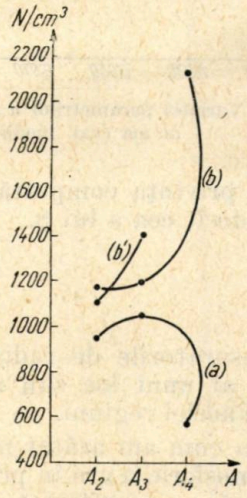


Fig. 5. — Concentrația nucleelor de condensare în funcție de culoarea cerului din interiorul Dogrogei (a) și pe litoral (b, b'). →

Valorile factorului de opacitate T calculate pentru Poiana Brașov sînt mai mari decît cele obținute pe Postăvarul, ceea ce confirmă cele arătate mai înainte (fig.4) [4].

O corespondență între culoarea cerului și concentrația nucleelor de condensare găsim și în măsurătorile efectuate în Dobrogea, în zona de coastă, pe cînd variațiile concentrației nucleelor de condensare cu culoarea cerului sînt inverse în zona de interior (fig.5) [5].

MASELE DE AER

După cum se ştie componenta spectrală a radiaţiei solare depinde de gradul de transparenţă al atmosferei. Factorul de opacitate T ne redă variaţia transparenţei atmosferice cu vaporii de apă şi conţinutul de praf.

În timp ce factorul de opacitate T ne dă o caracterizare a situaţiei globale, momentane a aerosolului atmosferei, coeficientul de opacitate β ne permite o estimare mai precisă pentru fiecare domeniu spectral în parte.

Cunoscînd valoarea factorului sau coeficientului de opacitate putem identifica masele de aer după originea şi drumul lor (aer polar maritim cu opacitate redusă, aer tropical continental cu opacitate mare etc.).

Din măsurătorile efectuate în zona de oraş industrial rezultă că β are o valoare mai mică pentru masa de aer rece, crescînd apoi lent şi ajungînd la o valoare foarte mare pentru masa de aer cald (fig.6) [3].

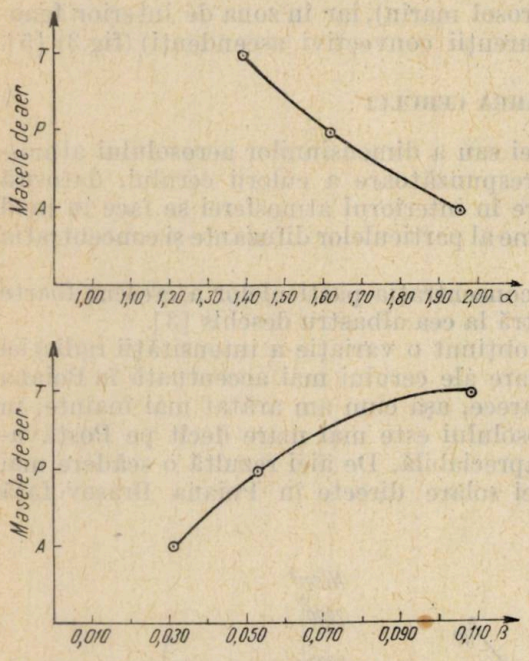


Fig. 6. — Variaţia parametrilor α şi β cu masele de aer (val. medii).

În privinţa comportării lui α se remarcă o variaţie cu masele de aer inversă decît cea a lui β.

CONCLUZII

Măsurătorile de radiaţie solară servesc la caracterizarea climatului radiativ al unui loc sau regiune, corespunzător condiţiilor atmosferice specifice acelei regiuni.

Aşa cum am arătat mai înainte, influenţa apreciabilă pe care aerosolul atmosferic o are în procesul de extincţie al radiaţiei solare, în atmosfera joasă, s-a manifestat evident prin comportarea pe care o are în cadrul factorilor atmosferici (umezeala relativă, direcţia şi viteza vîntului, culoarea cerului), căci aceşti factori, prin acţiunea lor de scădere sau creştere a cantităţii de aerosoli, contribuie indirect la variaţia intensităţii radiaţiei solare.

Studiul interferenţial al radiaţiei solare directe ne-a dat posibilitatea să stabilim pentru zona de oraş industrial, pentru o perioadă anumită, valorile parametrilor α şi β, care ne-au permis o caracterizare a aerosolu-

lui atmosferic. Valorile mai scăzute ale intensității radiației solare obținute uneori s-au datorat prezenței pîclei industriale care a produs o absorbție suplimentară [3].

Pentru zona de munte am stabilit o valoare medie mai mare a intensității radiației solare pe Postăvarul decît în Poiana Brașov. Variația cantității de aerosol în cele două locuri apare ca o confirmare a acestui fapt. Totodată am stabilit existența unei circulații a aerului dinspre Brașov spre Poiana Brașov și din Poiana Brașov spre Postăvarul. În același timp am putut aprecia, strict local, din fluctuațiile intensității radiației solare directe măsurate, procesele de condensare în curs de apariție [4].

Pentru regiunea Dobrogea am stabilit, pe baza corelațiilor dintre factorii atmosferici și concentrația nucleelor de condensare, existența a două zone perfect distincte din punct de vedere al concentrației nucleelor, care contribuie la modificarea cîmpului radiației solare [5].

Primită la redacție la 10 iunie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. M. Herovanu, V. Winter, St. cerc. fiz., **X** (1959).
2. V. Winter, St. cerc. fiz., **XI**, *1* (1960).
3. — St. cerc. geofiz., **I** (1963).
4. — St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **II** (1964).
5. V. Winter, Magda Cazan-Corbasca, St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **IV**, *1* (1966).

CONTRIBUȚII GRAVIMETRICE LA RAPORTUL STRUCTURA FUNDAMENTULUI — SEISMICITATE ÎN SUBCARPAȚII MUNTENIEI ORIENTALE [1])

DE

ȘTEFAN AIRINEI

Institutul de geofizică aplicată al Comitetului de Stat al Geologiei, Șos. Kiseleff nr. 55

Lucrarea se referă la segmentul de avanfosă cuprins între văile Prahovei și Buzăului. Se corelează schema structurală a fundamentului cu hărțile cu izoseiste (respectiv cu ariile de egală seismicitate) pentru mai multe cutremure moldavice. Structura fundamentului este dedusă din hărțile gravimetrice. Fundamentul avanfosei apare ca o succesiune de blocuri, dispuse în trepte atît pe flancul carpatic cît și pe cel platformic. Aceste blocuri sînt separate prin plane de dislocații crustale, inverse și normale, convergente de la SV spre NE, în direcția zonei epicentrale Vrancea. Blocul cel mai scufundat — marcat la suprafață de localitățile Băneşti — Trestioara — Calvini — Pătîrlagele — se află în poziție geologică imediat în fața Pintenului de Văleni. Hărțile cu izoseiste și alte informații în legătură cu seismicitatea regiunii sînt adunate și sistematizate din literatura de specialitate.

Violența undelor elastice transmise din focarele cutremurelor subcrustale vrîncene în substratul crustal al Subcarpaților Munteniei prin sistemul de dislocații existent în fundamentul avanfosei, cît și apariția unor cutremure locale sau „aparent locale" în substratul acestei regiuni, permite să se considere că procesele tectonice actuale din domeniul Carpaților Orientali sînt în bună parte legate de seismogeneza volumului seismic Vrancea.

INTRODUCERE

Problema raportului dintre structura fundamentului și seismicitatea unei regiuni, face parte dintre preocupările de prim ordin ale geologilor și geofizicienilor de pretudindeni. Numeroasele studii publicate în ultimii zeci de ani, privind posibilitatea corelării fracturilor scoarței și cutremurelor de pămînt, nu depășesc, în general, stadiul calitativ al cercetării, caracterizat prin acumularea de observații și prin tatonarea căilor de teoretizare și generalizare în domenii ca geotectonică, seismotectonică, fizica scoarței globului etc.

---

[1]) Lucrare prezentată la cel de al IV-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului în România, București, iulie 1966.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P. 297 — 310 BUCUREȘTI 1966

La noi primele încercări de acest gen, raportate la scara teritoriului național, au fost făcute de I. Atanasiu [6], [7]. În lucrările sale, epicentrele sînt localizate pe unități geologice, considerate, după modul de manifestare al seismelor, ca dependente de caracterul unităților respective. Studiind activitatea focarelor locale, el trasează linii de sensibilitate seismică, pe care le consideră ca refectînd linii structurale ale fundamentului, ansamblul lor conducîndu-l la construirea primei imagini seismotectonice a țării [7][2]. Din nefericire, această hartă a rămas numai parțial interpretată în termeni geologici de către autor[3].

Cercetările ulterioare de sinteză, deși puternic influențate de concepția lui I. Atanasiu, conțin tendințe și preocupări noi, mai ales în funcție de pregătirea teoretică și natura colectivelor de autori. Dintre ultimele, reținem, pentru scopul urmărit de noi cinci lucrări de sinteză [9], [14], [22], [29], [30] și mai multe studii care aprofundează, din mai multe puncte de vedere, aria seismică Vrancea [11] — [13], [23] — [28], [31] — [35].

Corelarea izbitoare dintre schema cu linii structurale profunde ale fundamentului din segmentul de avanfosă a Subcarpaților Munteniei orientale, întocmită pe baza datelor gravimetrice [1], și ariile de seismicitate corespunzătoare cutremurului de pămînt din 10.XI.1940 [7][4], constituie punctul de plecare al acestei lucrări și este prima legătură calitativă realizată între aceste două categorii de informații fizice, legate de același substrat geologic. Vecinătatea imediată cu aria seismică Vrancea (fig. 1), documentarea

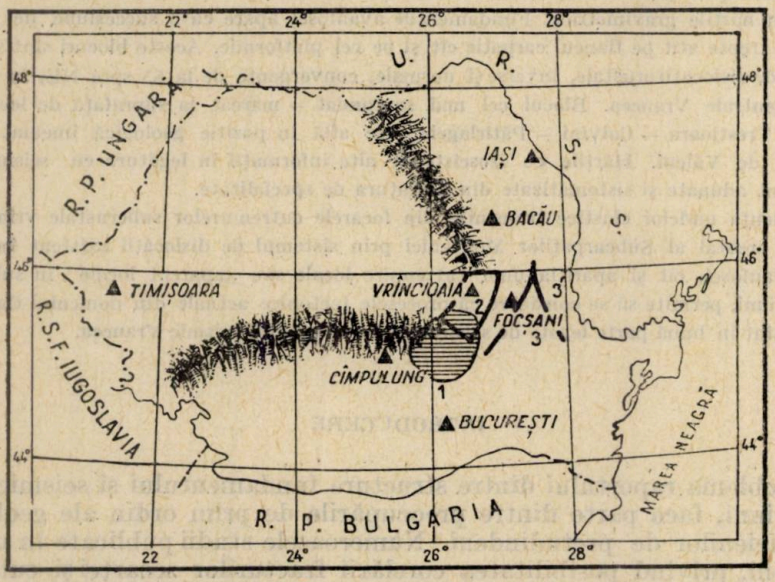


Fig. 1. — Poziția geografică a segmentului de avanfosă din Subcarpații Munteniei orientale (*1*) în raport cu volumul seismic Vrancea (*2*) și aria focarelor crustale (*3*).

[2]) Fig. 69 (p. 161).

[3]) I. Atanasiu moare în 14 aprile 1949. Volumul *Cutremurele de pămînt din România* [7] apare în 1961, sub îngrijirea Emiliei Saulea.

[4]) p. 26 (fig. 2).

desigur incompletă, încadrarea în imaginea generală a structurii geologice profunde a regiunii de curbură a Carpaților Orientali, reîmprospătează întrebări permanente din *geotectonică*, legate de procesele mișcărilor actuale ale Scoarței. Particularizînd întrebările la regiunea care ne interesează, acestea ar putea fi formulate astfel :

— impulsurile tectonice actuale din scoarță, ca prelungiri pînă în zilele noastre ale mișcărilor orogenului carpatic, sînt cauza cutremurelor din zona seismică Vrancea, sau sistemul de focare subcrustal, din ce în ce mai bine studiat și delimitat, este izvorul permanent care întreține mișcările crustei suprapuse ?

— mișcarea blocurilor de fundament de-a lungul planelor rupturale care le separă, reprezintă cauza cutremurelor de pămînt, sau, invers, cutremurele de pămînt produc mișcarea blocurilor crustale, respectiv mișcările lente ale scoarței ?

— există posibilitatea mecanică ca acest sistem de falii să reprezinte un vehicol de transport activ al energiei declanșată într-un focar seismic, să înmagazineze în același timp energie potențială în scoarță, în zone nodale, pe care s-o elibereze ulterior, sub formă de energie cinetică, în momentul ruperii echilibrului tensiunilor dintre blocurile de fundament în mișcare ?

Evident, lucrarea de față nu-și propune să rezolve problemele puse de aceste întrebări. Scopul îi este limitat de însăși caracterul ei calitativ. Ea urmărește corelarea unor date gravimetrice, seismice și geologice, în cadrul unei concepții structurale fundamentată de harta tectonică a țării [17] și de unele lucrări geofizice recente [2] — [5], [8], [16], [20], [21], [29], [36], [37].

CONTRIBUȚII LA RAPORTUL STRUCTURA FUNDAMENTULUI-SEISMICITATE

1. Structura fundamentului Subcarpaților Munteniei orientale ; încadrarea sa în schema structurii geologice profunde a regiunii de curbură a Carpaților Orientali și raportul său cu zona seismică Vrancea

Fundamentul segmentului de avanfosă din Muntenia orientală aparține platformei baikaliene, ca prelungire a compartimentului dobrogean Constanța — Cernavoda — Țăndărei, constituit din șisturi cristaline mezozonale și corpuri eruptive intrusive [20]. Structura fundamentului este caracterizată printr-o compartimentare strînsă, cu așezare în trepte a sistemului de blocuri, după plane de falii inverse pe flancul ei carpatic și falii normale pe flancul platformic. Axa gravimetrică de minimum-minimorum precarpatică se situează pe aria compartimentului de maximă scufundare din avanfosă, localizat, în raport cu formațiunile geologice de suprafață, imediat la sud de Pintenul de Văleni [1].

În planșa care însoțește textul și în figurile 3 și 4 , treptele de fundament sînt situate între aliniamentele fracturilor crustale adînci. Treptele flancului carpatic sînt cuprinse între liniile G_1–G_3, iar treptele flancului platformic între liniile G_4–G_8. Compartimentul de maximă scufundare se află între liniile G_3 și G_4. Morfologia acestui ultim compartiment este complicată de porțiuni mai ridicate și mai scoborîte (marcate de liniile g_1–g_4), ca efect al unor ridicări transversale, dominante, în fundamentul regiunii [1].

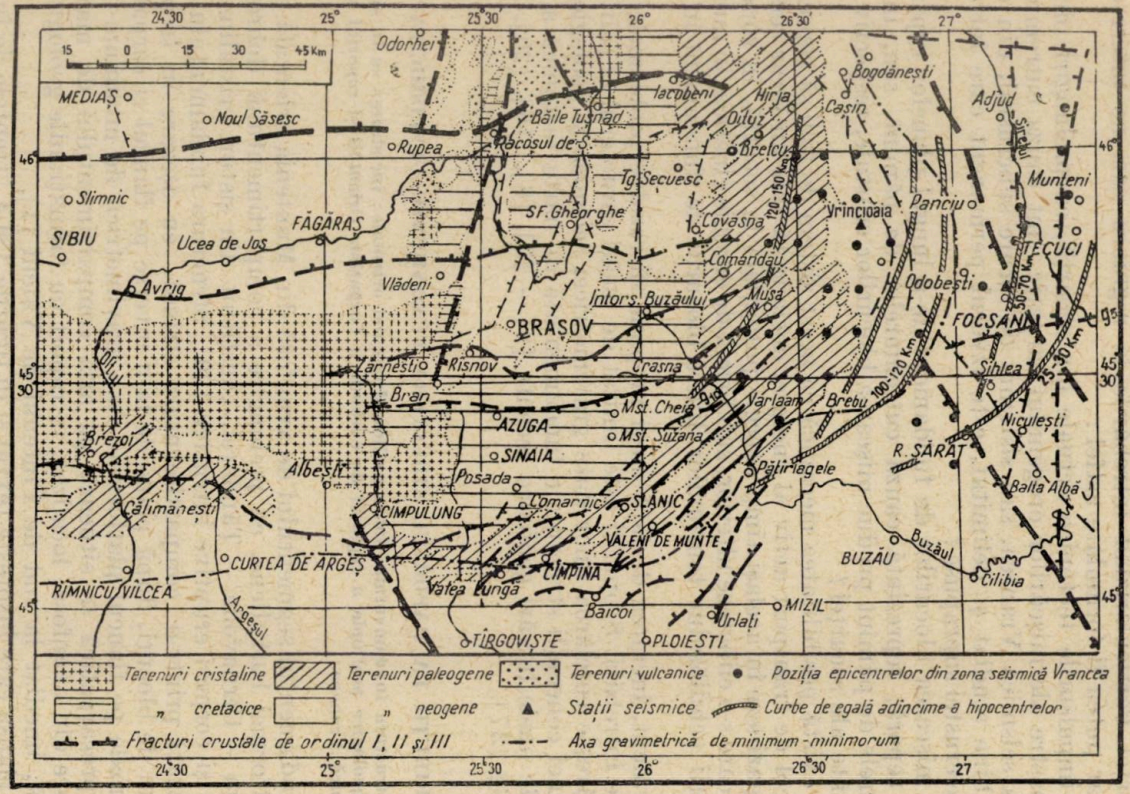


Fig. 2. — Schema structurii geologice profunde din regiunea de curbură a Carpaților Orientali și aria focarelor vrîncene, întocmită cu elemente din lucrările [1], [20], [30].

Figura 2 ilustrează cartografic încadrarea schemei structurale a segmentului de avanfosă în harta structurii geologice profunde a regiunii de curbură a Carpaților Orientali și raportul general dintre liniile crustale cu zona seismică Vrancea.

Căderea în trepte a flancului carpatic al avanfosei se situează pe planul general de scufundare spre sud al masei dense, denumită de noi fundamentul Domeniului Getic [4], prezent în regiunea de curbură pînă în substratul „ferestrei Vrancea" [3]. Fundamentul Domeniului Getic, interpretat ca unitate geologică majoră, prezintă o structură regională în trepte, cu orientări V—E și cu căderi spre nord și spre sud. Treapta cea mai înaltă se situează pe aliniametul Vlădeni — Brașov — Comandău [3]. Suprapusă acestei structuri profunde se află structura fundamentului hercinic, caracterizată, în partea internă a curburii, prin blocuri în horsturi și grabene, încadrate în stilul tectonic alpin [2]. Liniile rupturale care delimitează aceste blocuri sînt dispuse aproape ortogonal pe planele crustale ale fundamentului Domeniului Getic, raportul dintre ele sugerînd gradul de regenerare alpină a întregului substrat în regiunea de curbură a Carpaților.

Zona seismică Vrancea se situează pe aria de sudură dintre regiunea tectonică alpină, caracterizată prin fracturi crustale cu orientări V—E, SV—-NE și N—S, și regiunea tectonică de platformă din fața arcului carpatic, dominată de plane rupturale dobrogene, cu orientări SE—NV. Volumul subcrustal și crustal în care își au sediul focarele cutremurelor de pămînt studiate pînă în prezent este așezat la exteriorul flișului cretacic. Adîncimile hipocentrelor, cuprinse între limitele de 20 și 190 km, cresc de la est spre vest [30]. Desimea maximă a focarelor se află în partea vestică a volumului seismic, la exteriorul unei linii extinsă între valea Buzăului (la sud de satul Crasna) și valea Oituzului (la est de satul Hîrja), în flișul paleogen. Mișcările recente ale scoarței au pe cuprinsul acestei arii de sudură tendințe de ridicare pentru regiunea tectonică alpină și tendințe de scufundare pentru regiunea tectonică de platformă din fața arcului carpatic [10]. Aceste tendințe de mișcări contrare, probabil mult mai active în trecutul geologic imediat, se recunosc în toate categoriile de deformări plicative ale depozitelor sedimentare de la fundament la suprafață, descrise în lucrările geologice din regiune sau corelate prin lucrări geofizice cu structura fundamentului [1], [2], [8], [16], [21].

Totuși se poate considera, în stadiul actual al cunoștințelor, că volumul seismic Vrancea este activat, în sens strict, de mișcările recente ale scoarței, așa cum preconizează unele lucrări de sinteză recente ?

2. Seismicitatea Subcarpaților Munteniei orientale și raportul ei cu zona seismică Vrancea

Harta seismică a cutremurului catastrofal din 10.XI.1940, întocmită pentru întreg teritoriul țării pe baza a peste 5 000 informații macroseismice, culese de Institutul Geologic, relevă pînă la detalii gradul de seismicitate din Subcarpații Munteniei orientale [7][5]). În planșa care însoțește textul, sînt figurate izoseistele care conturează arii cu intensități progresive, de la gradul 6 la gradul 10, de la limitele externe ale flancurilor avan-

[5]) p. 26 (fig. 2).

fosei spre compartimentul central de maximă scufundare. Este de remarcat faptul că izoseista de gradul 8 se închide spre NE pe jumătatea vestică a zonei seismice Vrancea, şi spre SV, în vecinătatea oraşului Tîrgovişte, şi că în totalitatea ei circumscrie aria cea mai extinsă de maximă seismicitate de pe întreg teritoriul ţării.

În hărţile cu izoseiste publicate de I. Atanasiu pentru alte cîteva cutremure moldavice [7], reiese că — deşi imaginile au fost construite pentru cutremure mai puţin intense şi pentru observaţii macroseismice

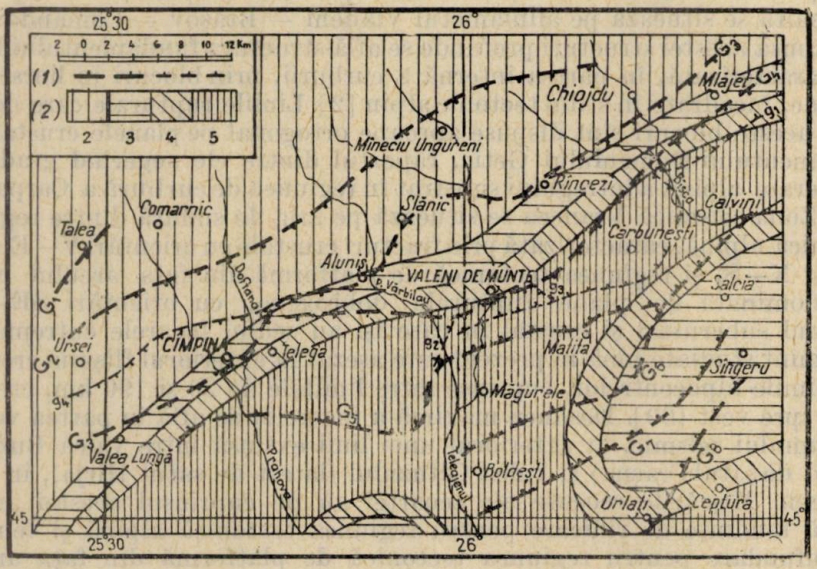


Fig. 3. — Schema structurii geologice profunde din Subcarpaţii Munteniei orientale şi izoseistele cutremurului de pămînt din 13.IX. 1903. *1* — fracturi crustale; *2* — ariile de egală seismicitate între gradul 2 şi gradul 5.

mai răzleţe — ariile de seismicitate cele mai active sînt situate aproximativ pe aceleaşi suprafaţe ale segmentului de avanfosă din Muntenia orientală. Pentru exemplificare am ales încă două cazuri, corespunzătoare cutremurelor din 13. IX. 1903 şi 22. X. 1940 [7][6]), ultimul fiind unul din cutremurele care au precedat pe acela din 10. XI. 1940.

Figura 3 reproduce ariile de seismicitate ale cutremurului din 13.IX. 1903, în raport cu dispoziţia liniilor structurale ale avanfosei. Harta izoseistelor marchează arii cuprinse între gradul 2 şi 5. Se remarcă corelaţia evidentă dintre alura generală a liniilor de fundament şi alura izoseistelor, precum şi suprapunerea ariei de gradul 5 peste compartimentul cel mai scufundat al avanfosei, cu o uşoară depăşire spre sud, pe flancul platformic.

Figura 4 prezintă aceeaşi situaţie pentru cutremurul din 22.X.1940. Acest cutremur încheie lanţul de cutremure premergătoare cutremuru-

[6]) p. 29 (fig. 7); p. 26 (fig. 3).

lui din 10.XI.1940. Izoseistele sale conturează arii cuprinse între gradul 4 și gradul 6. Aria de maximă seismicitate se suprapune compartimentului de maximă scufundare a avanfosei și flancului său sudic, pe platformă. Cutremurul din 10.XI.1940 a fost succedat de un lanț de replici (11.XI.1940; 19.XI.1940; 23.XI.1940 ...) [34], care au afectat aceleași zone, cu aproximativ aceleași distribuții ale ariilor de egală seismicitate. Acest lanț de cutremure — premergătoare, șocul principal, replici —

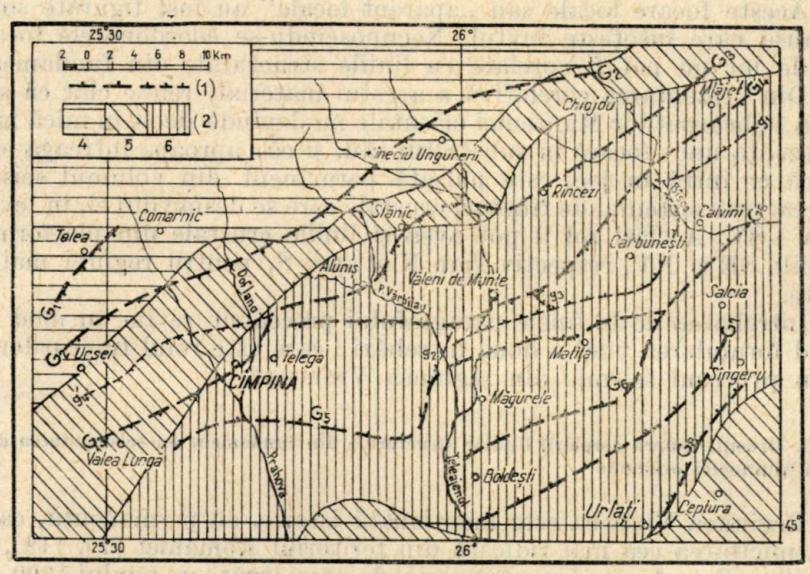


Fig. 4. — Schema structurii geologice profunde din Subcarpații Munteniei orientale și izoseistele cutremurului de pămînt din 22.X.1940. *1* — fracturi crustale; *2* — arii de egală seismicitate între gradul 4 și 6.

apare ca deosebit de important pentru studiul corelării dintre seismogeneză și seismotectonică.

Pentru caracterizarea seismicității segmentului de avanfosă studiat, este necesar să se cunoască, mai ales, prezența, distribuția și frecvența focarelor din cuprinsul ei. Cercetarea tuturor listelor publicate pînă în prezent [7], [19], [34], oferă foarte puține informații din acest punct de vedere. Sînt menționate circa 11 cutremure locale, înregistrate și caracterizate pe baza macroefectelor simțite la sol, uneori numai pe verticala bănuitului focar [19] [7]. Cu excepția unui focar seismic adînc, situat imediat la est de valea Buzăului [26], celelalte n-au făcut obiectul unor studii speciale, fapt care l-a făcut pe I. Atanasiu să le atribuie unor focare „aparent locale".

[7]) p. 102.

Cutremurele la care ne referim sînt :

Bezdead	1897
Ceptura	1893, 1897, 1914
Cornetul	1916
Nehoiaşi	1899
Puchenii Noi	1903
Starchioj	1894, 1898
Vălenii de Munte	1829, 1900

Aceste focare locale sau „aparent locale" au fost figurate simbolic în planşa care însoţeşte textul. Necunoscîndu-se coordonatele focarelor, poziţiile lor nu pot fi corelate cu liniile structurale din fundament.

Din prezentarea corelativă a acestui material, reiese clar că seismicitatea Subcarpaţilor Munteniei orientale nu depinde decît în mică măsură de prezenţa unor focare în substratul său, şi că, aproape întreaga energie elastică ce intră în joc, este pulsată permanent din volumul seismic [8] Vrancea, prin sistemul de fracturi crustale care se desfac din el, în evantai, spre V—SV. Acelaşi rol îl pot avea şi liniile crustale din platformă, în direcţiile SE şi NV, respectiv spre N şi spre S, pentru regiuni mai îndepărtate.

Întrebarea de la finele paragrafului precedent revine în mod firesc, forţînd formularea unei a doua întrebări : care este rolul fracturilor crustale în procesul seismic din regiunea Vrancea ?

3. Discuţii asupra corelării liniilor structurale din fundament cu seismicitatea din Subcarpaţii Munteniei orientale

Regiunea Vrancea este menţionată istoric, cu permanenţă, ca zonă cu seismicitatea cea mai ridicată din teritoriul României [7], [19], [27], [28], [30]. Este drept că pentru perioada premergătoare anului 1900, informaţiile nu se referă decît la cutremurele mari, catastrofale, cu intensităţi cuprinse între gradul 7 şi gradul 9 [28]. Cutremurele mari s-au succedat la intervale cuprinse între 35 şi 129 ani [22]. Dar între ele, aşa cum dovedesc înregistrările din ultimele decade, au loc un număr foarte mare de cutremure cu intensităţi mai mici şi cu focarele în zona seismică Vrancea. Astfel, numai între anii 1935—1963, sînt menţionate 521 cutremure cu $M \geq 2{,}5$ (limita inferioară de înregistrare a seismografelor staţiilor seismice) [34]. Dacă la această activitate macroseismică, se adaugă activitatea seismică caracterizată de perturbaţiile de scurtă durată [33] şi de agitaţiile microseismice [25], [32], [35], se poate ajunge la un tablou complet şi complex, aşa cum a început să fie studiat de-abia în ultimii ani. Or, acest tablou pare să arate că volumul seismic Vrancea se află într-o acti-

[8] Noţiunea de *volum seismic* — apărută cu necesitate din raportul de vecinătate al volumului crustal corespunzător segmentului de avanfosă din Subcarpaţii Munteniei orientale şi volumul crustal corespunzător Curburii Carpaţilor — se referă la fragmentul global de Scoarţă şi Înveliş, cuprins între *suprafaţa seismică* a epicentrelor vrîncene şi limita inferioară a hipocentrelor. Focarele cutremurelor de pămînt îşi au sediul în interiorul acestui spaţiu. *Suprafaţa seismică* Vrancea are peste 2 000 km^2 ; limita inferioară a hipocentrelor se afundă rapid de la est spre vest, din zona de cîmpie către regiunea muntoasă, dedesubtul ariei flişului paleogen-cretacic (fig. 1).

vitate permanentă, însumînd cutremure pe o bandă foarte largă de intensități.

Studiile teoretice din ultimul timp analizează seismicitatea regiunii Vrancea, mai ales din două puncte de vedere : a mecanismului de producere în focar [11], [12], [14] și a regimului seismic [13], [34]. Pe baza lor, s-au întreprins discuții seismotectonice foarte utile, pe plan local [9], [12], [15], [34] sau au fost raportate, în corelație cu numeroase date din literatura străină, la sistemul inelar mediteranian al geosinclinalului alpin [14].

Din aprecierile statistice privind poziția focarelor în volumul seismic Vrancea, reiese că numai aproximativ 12% din cutremurele înregistrate sînt cantonate în scoarță (cutremure normale), restul fiind distribuite subcrustal (cutremure intermediare) [9] [34]. Volumul subcrustal aparține după ultimele cercetări părții superioare a învelișului, caracterizat prin viteza redusă a propagării undelor seismice și prin neomogenitatea conținutului său material [23], [24].

Focarele subcrustale analizate teoretic [11], [12], [13], [26], [34] [10], sînt caracterizate prin starea de tensiune, orientările vectorului nul și orientările planului de falie. Reprezentarea cartografică a acestor elemente fizice înregistrează direcții preponderente SV—NE și direcții subordonate SE—NV și V—E. Aceleași orientări le manifestă și elementele fizice ale focarelor din scoarță [12]. Pe de altă parte, aceste indicații tectonofizice sînt corelabile cu direcțiile liniilor crustale definite gravimetric [20] și raportate la plane structurale ce aparțin la cicluri tectonice diferite [1], [3], [4]. Acest tablou presupune continuarea în domeniul subcrustal a sistemelor structurale crustale. În unele interpretări tectonofizice această posibilitate a fost enunțată sau schițată [12], [34] și ulterior reluată într-un sens mai larg și formulată într-o concluzie care neagă orice raport între cutremurele de pămînt profunde din Vrancea și faliile scoarței [9].

În zona seismică Vrancea, pe linia de sudură dintre regiunea tectonică alpină și regiunea tectonică de platformă [17], se întîlnesc, în domeniul crustei, după date geofizice [20], în raporturi nedeslușite încă, trei unități majore de fundament : fundamentul Domeniului Getic cu structuri orientate V—E, fundamentul Dobrogei Centrale în paralel cu fundamentul șisturilor verzi, ambele cu structuri orientate SE—NV. Direcțiile structurale preponderente SV—NE, alpine, decurg din procesul de regenerare mai mult sau mai puțin activ al acestor fundamente vechi. Regăsirea direcțiilor majore ale structurilor crustale în orientările elementelor fizice ale focarelor subcrustale, constituie un indiciu de prelungire a planelor rupturale crustale în domeniul stratului de viteză redusă din partea superioară a învelișului. Acest proces, caracteristic regiunilor nodale, este legat de scufundarea considerabilă a maselor fundamentale, în ordinea vechimii lor — aproximativ 70 km după date seismice [27] sau 35—50 km după

---

[9]) Este meritul academicianului G. Demetrescu de-a fi susținut, primul, prin lucrări teoretice, existența focarului subcrustal din regiunea Vrancea (1940). Studiile ulterioare în legătură cu cutremurul din 10.XI. 1940, unele în colaborare cu G. Petrescu, A. Iacovache, D. Enescu, au completat argumentația inițială și au deschis căi noi de cercetare în seismologia românească (1941—1960).

[10]) Bibliografia lucrării, dat fiind scopul ei, nu cuprinde toate studiile de specialitate care s-au ocupat de mecanismul de producere în focar al cutremurelor vrîncene.

date gravimetrice [37] — și îngroșării crustei printr-un surplus de sedimente noi în depresiunea pericarpatică [21].

Tectonicienii și seismologii sînt de acord cînd susțin că cutremurele de pămînt au un caracter tectonic, datorate fiind deplasărilor de blocuri ale crustei sau ale părții superioare a învelișului, de-a lungul unor falii preexistente sau formate atunci [15]. Această concepție se acordă aproape integral cu condițiile geologice și tectonice din regiunea seismică Vrancea. Condițiile fizice de declanșare a cutremurelor vrîncene adînci sînt sugerate de datele gravimetrice prin anomaliile izostatice la scară regională [36] sau locală [5]. Existența acestui tip de anomalii implică existența mișcărilor de echilibrare izostatică, cu viteze variabile, mai mari de-a lungul planelor rupturale regionale, proces care le conferă stări de tensiuni particulare, însoțit de înmagazinări de energie potențială de proporții considerabile. O stare de tensiuni în echilibru ruptă, la limită, printr-un surplus de energie potențială, provoacă declanșarea energiei cinetice din timpul cutremurului. În atari condiții, apare rațional ca transportul de energie să aibă loc cu precădere și indirect prin sistemul de plane rupturale, cu efect imediat în crustă. Intensitatea cutremurului apare ca funcție de cantitatea de energie eliberată din focar. O bună parte din această energie se poate consuma prin înmagazinarea ei în crustă, mai ales în zonele de întretăiere a două sau mai multe plane rupturale, constituind surse-focar ale cutremurelor crustale care se manifestă fie sub formă de replici ale cutremurului intermediar (subcrustal), fie „cauze-focar" ale cutremurelor locale sau „aparent locale".

Din ansamblul acestor discuții desprindem trei laturi particularizate la seismicitatea din Subcarpații Munteniei orientale, la regiunile seismice din vecinătatea zonei seismice Vrancea și la aliniamentele unor linii tectonice definite prin focarele cutremurelor de pămînt.

a. *Seismicitatea Subcarpaților Munteniei orientale.* În lumina relațiilor prezentate și discutate în legătură cu structura fundamentului segmentului de avanfosă din Subcarpații Munteniei orientale și ariile de egală seismicitate stabilite pentru unele cutremure vrîncene, pe de o parte, la vecinătatea acestui segment de avanfosă cu volumul seismic Vrancea și la prezența sporadică a unor focare locale sau „aparent locale" din cuprinsul său, pe de altă parte, apare cu claritate, cel puțin pentru noi — așa cum de altminteri a fost pusă problema și în alte părți ale lumii [18] — raportul direct — și subordonat — al seismicității din regiunea subcarpatică cu activitatea seismică din zona Vrancea. Această legătură este făcută prin sistemul de falii crustale, în evantai, din volumul seismic Vrancea, în direcția SV.

b. *Regiunile seismice din vecinătatea zonei seismice Vrancea.* Dacă transportul de energie declanșată în focarele cutremurelor subcrustale este realizat în Subcarpați prin sistemul de falii crustale ale avanfosei, același proces poate avea loc prin întregul sistem de falii prezent în regiunea de curbură, respectiv prin sistemul de falii V—E al fundamentului Domeniului Getic, prin sistemul NV—SE al fundamentelor dobrogene și prin planele rupturale ale regenerării alpine. Aceste plane rupturale conduc pînă în regiunile seismice vecine, cu hipocentre crustale : Moldova de Sud, Dobrogea de Nord, Depresiunea Bîrsei, Făgăraș, Cîmpulung, Depresiunea Loviștea-Brezoi. Există, deci, posibilitatea ca focarele acestor regiuni

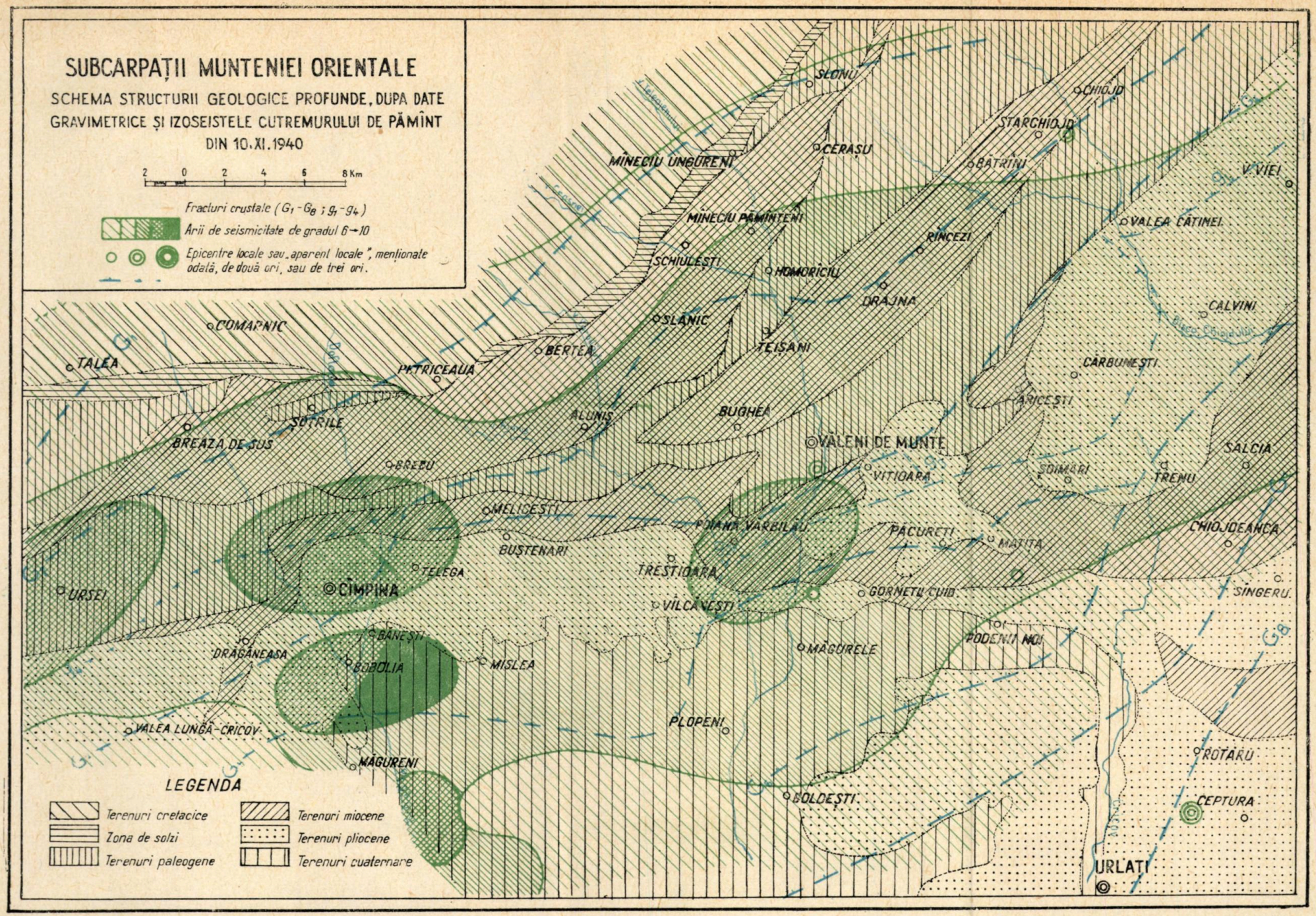

SUBCARPAȚII MUNTENIEI ORIENTALE
SCHEMA STRUCTURII GEOLOGICE PROFUNDE, DUPA DATE GRAVIMETRICE ȘI IZOSEISTELE CUTREMURULUI DE PĂMÎNT DIN 10.XI.1940
2 0 2 4 6 8 Km
Fracturi crustale (G1 - G8 ; g1 - g4)
Arii de seismicitate de gradul 6→10
Epicentre locale sau „aparent locale", menționate odată, de două ori, sau de trei ori.
LEGENDA
Terenuri cretacice
Zona de solzi
Terenuri paleogene
Terenuri miocene
Terenuri pliocene
Terenuri cuaternare
SLONU
CHIOJD
STARCHIOJD
CERAȘU
MÎNECIU UNGURENI
BĂTRÎNI
V. VIEI
MÎNECIU PĂMÎNTENI
VALEA CĂTINEI
RÎNCEZI
SCHIULEȘTI
HOMORÎCIU
DRAJNA
CALVINI
COMARNIC
SLĂNIC
TEIȘANI
TALEA
BERTEA
PETRICEAUA
CĂRBUNEȘTI
ARICEȘTI
ALUNIȘ
BUGHEA
SOTRILE
BREAZA DE SUS
VĂLENI DE MUNTE
SALCIA
BREBU
VITIOARA
SOIMARI
TRENU
MELICEȘTI
POIANA VĂRBILĂU
PĂCUREȚI
MATITA
CHIOJDEANCA
BUȘTENARI
TELEGA
TRESTIOARA
URSEI
CÎMPINA
GORNETU CUID
SINGERU
VÎLCĂNEȘTI
BĂNEȘTI
PODENII NOI
DRĂGĂNEASA
BOBOLIA
MISLEA
MĂGURELE
PLOPENI
VALEA LUNGĂ-CRICOV
MĂGURENI
ROTARU
BOLDEȘTI
CEPTURA
URLAȚI

Fig. 5

seismice să fie alimentate cu energie din cutremurele vrîncene subcrustale, transportată indirect prin sistemele de plane rupturale crustale și înmagazinate în substratul acestor regiuni, în condiții geologice favorabile acestui proces.

c. *Linii tectonice definite în funcție de focarele cutremurelor de pămînt.* Majoritatea lucrărilor de sinteză a activității seismice a teritoriului românesc, au fost tentate să definească linii tectonice regionale prin epicentrele sau focarele cutremurelor de pămînt cunoscute [7], [9], [22], [30]. În felul acesta au apărut linii tectonice de mare amploare care, de exemplu, traversează în diagonală întreaga țară, într-o totală contradicție cu unitățile geologice majore [30]. De aici decurge necesitatea ca în cazurile cînd tentativele sînt necesare, să se apeleze și la informații extraseismice (geologice, gravimetrice etc.).

Din discuția acestor trei laturi particularizate, decurge ultima întrebare formulată chiar în introducerea lucrării : există posibilitatea mecanică ca sistemul divergent de plane rupturale cu punct de plecare din volumul seismic Vrancea să reprezinte un *vehicul* [11] de transport activ al energiei declanșată în focarele subcrustale, să înmagazineze, în același timp, în condiții geologice favorabile, energie potențială și s-o elibereze apoi în condiții de tensiuni neechilibrate dintre blocurile de fundament în lentă sau mai activă mișcare?

CONCLUZII

Lucrarea realizează o corelare a unor date gravimetrice, seismice și geologice, în cadrul unei concepții structurale fundamentată pe harta tectonică a țării și unele lucrări geofizice recente, pentru regiunea de curbură a Carpaților Orientali, în general, și pentru Subcarpații Munteniei, în particular. Corelarea datelor gravimetrice, seismice și geologice urmărește discutarea și stabilirea în termeni calitativi, a raportului dintre seismicitatea Subcarpaților Munteniei și structura segmentului de avanfosă corespunzător.

Vecinătatea imediată a segmentului de avanfosă din Subcarpații Munteniei de volumul seismic Vrancea și analiza seismicității acestui volum (caracterizat prin parametrii regimului seismic și mecanismul de producere în focar), pe de o parte, și existența de plane rupturale, definite gravimetric, corespunzătoare fundamentului Domeniului Getic (V—E), fundamentelor dobrogene (SE—NV) și procesului de regenerare alpină (SV—NE), pe de altă parte, conduc la definirea unor laturi particularizate, care — dacă nu sînt soluționate teoretic sau sînt formulate interogativ — conturează următoarele interpretări :

---

[11] Utilizarea expresiilor de *vehicul* sau *cale de acces*, pentru acțiunea de transport a energiei seismice de-a lungul planelor rupturale, trebuie înțeleasă ca reprezentînd un proces complex, raportat la întregul volum de fundament fragmentat și supus șocului seismic. Diferențele dintre vitezele de propagare ale undei seismice, respectiv ale energiei declanșată în focarele subcrustale — mai mari prin blocurile unitare de fundament, mai mici prin cîmpurile de fracturi — conduc la procesul de transport diferențiat al energiei seismice și prin aceasta la procesul de înmagazinare diferențiată a energiei potențiale, sub formă de tensiuni interne, pe limitele de separare dintre elementele structurale din substrat.

— Seismicitatea Subcarpaţilor Munteniei are legătură directă şi subordonată cu volumul seismic Vrancea. Legătura dintre aceste volume în contact pe valea Buzăului se face prin intermediul sistemului de falii crustale, desfăşurate în evantai pe direcţii SV, care joacă rol de vehicol al energiei declanşată în focarele subcrustale.

— Regiunile seismice din vecinătatea volumului seismic Vrancea (din Moldova de Sud, Dobrogea de Nord, Depresiunea Bîrsei, Făgăraş, Cîmpulung, Depresiunea Loviştea-Brezoi), legate între ele prin plane rupturale crustale directe, pot fi alimentate cu energie din cutremurele subcrustale vrîncene. Energia transportată de-a lungul planelor rupturale şi înmagazinată în substratul acestor regiuni, denotă că substratul lor însumează condiţii favorabile acestui proces.

—Liniile tectonice definite prin focarele cutremurelor de pămînt, neargumentate cu date extraseismice (geologice, gravimetrice etc.) pot să conducă la stabilirea unor aliniamente în contradicţie cu structura geologică a substratului.

Primită la redacţie la 1 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Ştefan, *Structura geologică din Subcarpaţii Munteniei orientale reflectată de structura anomaliei gravităţii.* An. Com. Geol., **XXXIV**, *2*, 159—229 (1964).
2. Airinei Ştefan, Murgeanu G., *Données géophysiques sur la structure du soubassement de la courbure des Carpates Orientales.* Rev. Géol. Géogr. **6**, *2*, 355—366 (1960).
3. Airinei Ştefan, *Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaţilor Orientali în lumina anomaliilor cîmpurilor gravimetric şi geomagnetic.* Asoc. Carpato-Balcanică, Congr. al V-lea, Bucureşti, 1961, VI (Secţia a V-a Geofizică), 5—33 (1963).
4. Airinei Ştefan, Stoenescu Scarlat, *Informaţii gravimetrice asupra structurii şi extinderii fundamentului Domeniului Getic.* Stud. tehn. econ., Seria D (Prospecţiuni Geofizice), *4*, 225—235 (1962).
5. Andrei Justin, *La structure géologique de profondeur de la Moldavie de sud-ouest déduite de l'anomalie régionale isostatique de la pesanteur.* Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress Sofia 1965, Reports, Part VI, 59—64 (1965).
6. Atanasiu I., *Cutremurele de pămînt şi sensibilitatea seismică în România.* Anal. Acad. R.P.R., Secţ. Geol. Geogr. Biol., Seria A, **1**, *5*, 221—240 (1949).
7. — *Cutremurele de pămînt în România.* Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1961.
8. Burcea C., Cornea I., Ţugui Gr., Ionescu E., Trîmbiţaş M., Georgescu Şt., Leafu I., Tomescu L. (II), Braşoveanu Al., Chişcan M., Leafu F., Mihăilă S., Sipoş V., *Contribuţii seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moezice între Olt şi Buzău.* St. cerc. geol. geofiz. geograf., Seria geofiz., **3**, *1*, 129—139 (1965).
9. Ciocîrdel R., Cişmigiu Al., Ţintaru Em., *La sismogenèse du territoire de la R. P. Roumaine.* Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress, Sofia 1965, Reports, Part VI, 95—105 (1965).
10. Ciocîrdel R., Popescu M., *Tendances actuelles de mouvement de l'écorce terrestre en Roumanie.* Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Série de Géophys., **9**, *2*, 141—147 (1965).

11. Constantinescu L., Enescu D., *Natura falierii și starea de tensiuni în focarele unor cutremure de la cotul arcului carpatic.* Probl. geofiz. **II**, 45—77 (1963).

12. — *Caracteristicele mecanismului cutremurelor carpatice și implicațiile lor seismotectonice.* St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 51—98 (1963).

13. — *Relații energie-magnitudine-intensitate pentru cutremurele carpatice. Parametrii regimului seismic al regiunii Vrancea,* St. cerc. geofiz., **1**, *2*, 239—268 (1963).

14. Constantinescu L., Ruprechtova L., Enescu D., *Mecanismul cutremurelor mediteraneene-alpine și implicațiile lor seismotectonice.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz. **3**, *2*, 173—191 (1965).

15. Constantinescu L., *Dislocațiile și mecanismul cutremurelor de pământ.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz. **3**, *2*, 193—201 (1965).

16. Constantinescu P., Păsat T., Rodina V., Solomon A., Solomon M., Teodorescu V., *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Platformei Moezice în zona Urziceni — Moara Săracă — Buftea (Reg. București) după datele seismometrice.* St. cerc. geol., **8**, *3*, 425 — 433 (1963).

17. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C., *Mémoire à la Carte Tectonique de la Roumanie.* Ann. Com. Géol. **XXXII**, 5—38 (1962).

18. Evison F. F., *Earthquakes and Faults.* Bull. Seism. Soc. Am., **53**, *5*, 873—891 (1963).

19. Florinescu A., *Catalogue des tremblements de terre ressentis sur le territoire de la R.P.R.,* Com. Nat. Géodesie Géophys. pour l'A.G.I., București, 1958.

20. Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I., *Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la République Populaire Roumaine.* Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Série de géol., **9**, *1*, 81—107 (1965).

21. Gavăt I., Constantinescu P., Solomon A., Solomon M., Teodorescu V., Toader C., *Tectonica depresiunii sarmato-pliocene între Buzău-Mărășești și Siret.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz. **3**, *2*, 203—211 (1965).

22. Gheorghiu C., Florinescu A., *Seismicitatea și ariile de seismicitate (Cutremure pe teritoriul țării noastre).* (II). Natura, Seria geogr. geol. 3, 25—37 (1963).

23. Iosef T., *Asupra existenței stratului de viteză redusă în partea superioară a mantalei în România.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **3**, *1*, 31—47 (1965).

24. — *Asupra existenței unor neomogenități în partea superioară a învelișului Pământului.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **3**, *1*, 55—63 (1965).

25. Jianu D., *Agitația microseismică la București în perioada 1958—1960.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **3**, *1*, 65—71 (1965).

26. Pană Ionescu-Andrei, *Focar seismic adînc la Lopătari.* St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 115—128 (1963).

27. Petrescu G., Radu C., *Seismicitatea teritoriului R.P.R., în perioada 1901—1960.* An. Univ. „Alexandru I. Cuza" Iași (Serie nouă), **6**, *3* (supliment) (1963).

28. — *Seismicitatea teritoriului R.P.R. în perioada anterioară anului 1900.* Probl. geofiz. **II**, 79—86 (1963).

29. — *Structura scoarței terestre în Republica Populară Română.* An. Univ. București, Seria Științ. nat. (mat.-fiz.), **XII**, *39*, 133—140 (1963).

30. — *Seismicitatea teritoriului Republicii Populare Române.* An. Univ. Buc., Seria Științ. nat. (mat.-fiz.), **XII**, *40*, 107—120 (1963).

31. Petrescu G., Radu C., Lascu Șt., *Activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în anul 1963.* St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geofiz. **3**, *1*, 17—29 (1965).

32. Petrescu G., Jianu D., Ghișe A., *Date asupra agitației microseismice înregistrate la București în 1961*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **3**, *2*, 213—217 (1965).
33. Radu C., Tobyás V., *Fondul de perturbații seismice cu scurtă perioadă la unele stații românești*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz. **3**, *2*, 219—230 (1965).
34. Radu C., *Regimul seismic al regiunii Vrancea*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz. **3**, *2*, 231—279 (1965).
35. Serian A., *Asupra agitației microseismice la București*. St. cerc. astron., seismol., *2* (1958).
36. Socolescu M., Bișir D., Popovici D., Visarion M., *Corecții izostatice în R.P.R.*, St. cerc. fiz. **5**, *1—2*, 91—94 (1954).
37. Socolescu M., Popovici D., Visarion M., Roșca V., *Structure of the earth's crust in Rumania as based on the gravimetric data*. Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Série Géophys. **8**, 3—11 (1964).

ASUPRA PREZENȚEI UNEI FRACTURI CRUSTALE PE RAMA NORDICĂ A BAZINELOR LĂPUGIU ȘI TIMIȘ-BEGA

DE

JUSTIN ANDREI și TRAIAN CRISTESCU

Comitetul de stat pentru Geologie, Calea Griviței nr. 64

INTRODUCERE

Zona colinară cuprinsă între V. Mureșului și V. Bega a fost pînă de curînd o regiune cu un trecut geologic puțin cunoscut. Cuvertura de formațiuni pliocene și cuaternare, care acoperă cea mai mare parte a acestei arii, nu permite descifrarea istoriei ei geologice prin observații directe. Cercetările geofizice complexe care s-au efectuat în ultimii ani au avansat substanțial cunoașterea structurii geologice prepliocene a regiunii. Printre elementele structurale evidențiate de prospecțiunea gravimetrică și aeromagnetometrică se numără și fractura cu caracter profund, urmărită pe o distanță de peste 90 km între Cuieș și Recaș.

CADRUL STRUCTURAL REGIONAL

În partea de nord vest a masivului cristalin Poiana Ruscă cercetările geologice [1] și prospecțiunile gravimetrice [8], [9] [1)] au pus în evidență un bazin sedimentar neogen, cunoscut în literatură sub denumirea de bazinul Lăpugiului. Acest bazin este colmatat cu sedimente tortoniene și pliocene. Datorită caracterului transgresiv al formațiunilor pliocene, cercetările geologice nu au fost în măsură să precizeze, în special în sectorul vestic, extinderea acestui bazin.

Prospecțiunile gravimetrice au conturat bazinul Lăpugiului printr-o anomalie de minim orientată VSV-ENE a cărei axă de simetrie se

---

1) C. Calotă, Raport. *Prospecțiuni gravimetrice din regiunea de NV a Masivului Poiana Ruscă*. Arh. Com. Stat Geol., 1957.

J. Andrei, *Morfologia și structura ariei septentrionale a cristalinului din Poiana Ruscă, deduse din date geofizice*. Comunicare la al treilea simpozion de geofizică aplicată, București, 1964.

J. Andrei, *Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu din M. Highiș-Drocea și zonele limitrofe de la nord de valea Bega, pentru localizarea intruziunilor magmatice*. Arh. Com. Stat Geol., 1964.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P. 311 — 315 BUCUREȘTI 1966

plasează între Mînăştiur şi Ilia. Între Mînăştiur şi Bodo anomalia de minim este întreruptă de o zonă anomală de maxim gravific, care corespunde unui prag ridicat al fundamentului cristalin. La vest de pragul Mînăştiur-Bodo se deschide un nou bazin neogen dovedit de anomalia de minim gravific care urmăreşte cursul văilor Bega şi Timiş [9][2]. Forajul de la Găvojdia plasat la cîţiva km de zona apicală a acestei anomalii, indică o grosime a formaţiunilor neogene de 985 m.

La nord de aceste bazine fundamentul cristalin prezintă o redresare culminînd cu o serie de iviri de şisturi cristaline în zona Tisa-Groşi [2], [4], [6]. Studiile petrografice efectuate au dovedit că aceste şisturi cristaline prezintă o similitudine frapantă cu tipurile petrografice întîlnite în masivul Poiana Ruscă. În plus a fost semnalată prezenţa unor roci metabazice care se aseamănă cu metabazitele din Munţii Highiş.

Cercetările gravimetrice semnalează în această zonă o anomalie de maxim condiţionată pe de o parte de culminaţia fundamentului cristalin, iar pe de altă parte de intruziunile metabazice puse în loc în acest fundament la diferite nivele[3]. Anomalia gravimetrică de maxim la care ne referim a fost urmărită pe o distanţă apreciabilă între meridianele Lugoj şi Orăştie de la Lăpuşnic pînă la Almaşul Mic. La vest de Lăpuşnic această anomalie de maxim gravific nu se mai individualizează, datorită juxtapunerii culminaţiei fundamentului cristalin cu erupţiunile şi intruziunile bazice, mezozoice, foarte dense, din zona Bata, Bruznic, Rădmăneşti, Brestovăţ, Giarmata. Aceste raporturi de juxtapunere nu sînt vizibile datorită faptului că toată zona este acoperită de o cuvertură relativ subţire de formaţiuni pliocene. Prezenţa eruptivului bazic mezozoic în zona Bata-Giarmata este evidenţiată însă de anomaliile pozitive conjugate, gravimetrice[4] şi aeromagnetometrice[5] şi confirmate de o serie de foraje. La vest de Lăpuşnic confirmarea existenţei în continuare a fundamentului cristalin ridicat este adusă de prezenţa zonei de minim magnetic care se situează uşor deplasată la sudul axei gravimetrice de maxim Lăpuşnic-Groşi-Tisa şi pe care o depăşeşte spre vest.

REFLECTAREA FALIEI RECAŞ-CUIEŞ ÎN ANOMALIILE GEOFIZICE

Pe rama nordică a bazinului Lăpugiu harta gravimetrică Bouguer evidenţiază o linie de gradient orizontal maxim orientată ENE-VSV care urmăreşte traseul Cuieş, Gurasada, Fintoag, Sinteşti, nord de Făget. Gradientul orizontal depăşeşte în general 70 E. Maximul de intensitate se remarcă la nord de Marginea unde atinge 140 E. Între Făget şi Mînăştiur linia de gradient nu mai este atît de pregnantă, gradientul orizontal nedepăşind 30 E. Între Mînăştiur şi Bodo, adică în zona pragului care separă

---

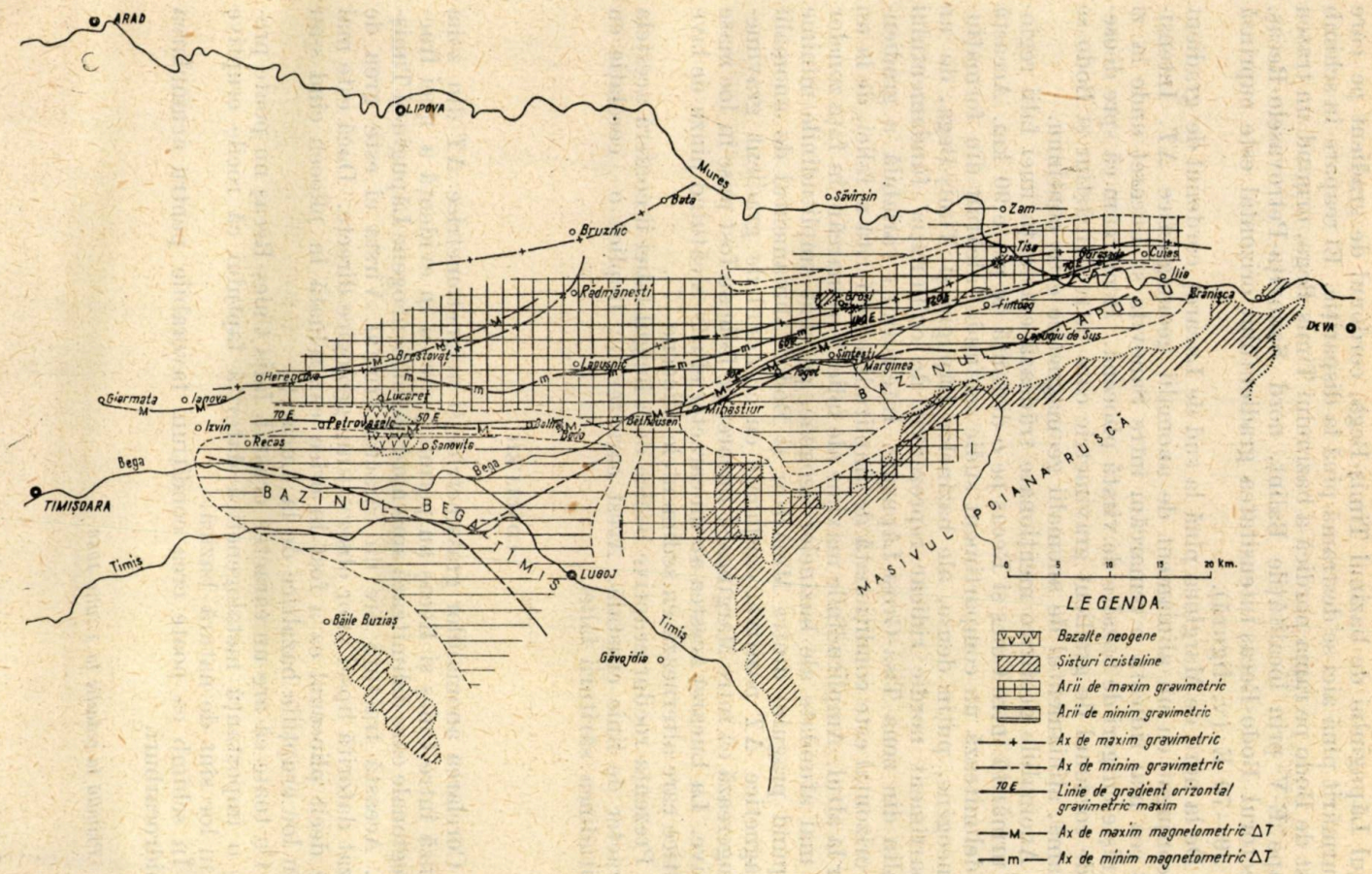
[2]) J. Andrei, *op. cit.*

M. Suceava, *Raport asupra prospecţiunilor gravimetrice regionale în Banatul de Mijloc şi de nord, pentru completarea hărţii gravimetrice a Republicii Socialiste România şi localizarea maselor de roci banatitice ascunse.* Arh. Com. Stat Geol., 1965.

[3]) J. Andrei, *op. cit.*

[4]) J. Andrei, *op. cit.*

[5]) Tr. Cristescu, A. Ştefănciuc, Raport. *Prospecţiuni aeromagnetometrice cu staţia AM—13 în Banat şi Crişana pentru fier.* Arh. Com. Stat Geol., 1962.



Schița elementelor structurale și a principalelor elemente anomale, gravimetrice și magnetometrice ΔT, din sectorul de nord vest al Masivului Poiana Ruscă.

bazinul Lăpugiului de bazinul Timiş-Bega, cordonul de gradient pe care l-am urmărit pînă aici se destramă pînă la dispariţie. El reapare în schimb la vest de Bodo pe rama nordică a bazinului Timiş-Bega, urmînd un traseu aproape E-V prin localităţile Balinţ, nord Sanoviţa-Petrovaselo-Recaş. În sectorul Bodo-Recaş intensitatea gradientului orizontal este cuprinsă între 50—70 E (v. figură).

De la nord de Marginea pînă la sud de Lucareţ cordonul de gradient este conjugat cu un aliniament de anomalii geomagnetice ΔT. Intensitatea cea mai ridicată o remarcăm între Sanoviţa şi Lucareţ unde la zi apar nişte curgeri de bazalte de vîrstă pliocenă. Remarcăm că spre deosebire de cordonul de gradient gravimetric care între Mînăştiur şi Bodo se destramă, aliniamentul de anomalii geomagnetice este continuu.

Anomaliile geofizice menţionate trădează existenţa unei falii regionale, urmărită între Cuieş şi Recaş pe o distanţă de peste 90 km. Această falie delimitează un compartiment sudic scufundat alcătuit din formaţiunile neogene, puţin dense, ale bazinelor Lăpugiu şi Timiş-Bega, de un compartiment nordic ridicat reprezentat de culminaţia fundamentului cristalin din zona Tisa-Groşi-Lăpuşnic. Intensitatea variabilă a gradientului orizontal este condiţionată de amplitudinea diferită a faliei, de la un sector la altul. Amplitudinile maxime ale faliei le remarcăm în faţa zonelor celor mai afundate ale bazinelor neogene, pe cînd amplitudinile minime corespund pragului dintre Mînăştiur şi Bodo. Aliniamentul de anomalii geomagnetice ΔT pozitive, conjugate cu cordonul de gradient gravimetric sugerează că între Marginea şi Lucareţ pe falie au fost puse în loc mase eruptive. La Lucareţ acestea au un caracter efusiv alcătuind pînze de lave bazaltice care alternează cu sedimentele pliocene [7].

Prezenţa rocilor eruptive bazice de-a lungul faliei îi conferă acesteia un cracter de linie crustală. Acest caracter nu implică o corelaţie cu amplitudinea săriturii faliei.

CONCLUZII

Corelarea anomaliilor gravimetrice şi magnetometrice ΔT din zona cuprinsă între Cuieş şi Recaş au permis punerea în evidenţă a unei fracturi regionale care delimitează spre nord bazinele neogene Lăpugiu şi Timiş-Bega. Această fractură are un caracter crustal. Vîrsta ei este greu de precizat datorită lipsei unor observaţiuni geologice directe. Dacă este mai veche decît pliocenul ea a fost în orice caz reluată în pliocen cînd s-au pus în loc erupţiile bazaltice de la Lucareţ.

Cu toate că are un caracter crustal, falia Cuieş-Recaş nu poate prezenta o importanţă metalogenetică datorită faptului că rocile eruptive puse în loc sînt de natură bazică.

În schimb ea poate crea condiţiuni favorabile pentru acumularea de hidrocarburi.

Primită la redacţie la 1 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Gheorghiu C., *Studiul geologic al văii Mureşului între Deva şi Dobra.* An. Com. Geol., **XVII** (1954).
2. Ghiţulescu T. P., Socolescu M., *Étude geologique et miniere des Monts Métallifères.* An. Inst. Geol. Roum, **XXI** (1941).
3. Papiu C. V., *Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni).* Bul. Ştiinţ. Acad. R.P.R., **V**,*1* (1953).
4. — *Notă preliminară asupra regiunii Valea Mare—Căprioara—Bulza—Pojoga.* D.S. Com. Geol., **XXXVII**, (1954).
5. — *Cercetări geologice pe versantul de NV al masivului Poiana Ruscă.* D.S. Com. Geol., **XL** (1956).
6. Peltz S., Peltz M., *Notă asupra unor iviri de şisturi cristaline în regiunea Tisa-Ioneasca (Munţii Poiana Ruscă).* D.S. Com. Geol., **L** (1965).
7. Savul M., Nichita O., *Consideraţiuni asupra caracterelor petrografice şi chimice ale bazaltului de la Lucareţ (Banat).* Rev. Univ. Cluj., **VIII**, 1, (1943—1944).
8. Stoenescu S., *Măsurători gravimetrice în Poiana Ruscă.* Com. Acad. R.P.R., **2**, *9—10* (1952).
9. Stoenescu Sc., Dumitru St., Airinei Şt., Codarcea Al., *Asupra unor efecte gravimetrice-magnetice majore privind structura de adîncime a masivului Poiana Ruscă.* Com. ştiinţ. Asoc. Geol. Carp. Balc., **VI.** (1965).

CONSIDERAȚII STRUCTURALE ASUPRA ZONEI ERUPȚIUNILOR NEOGENE DE LA ROȘIA MONTANĂ PE BAZA INTERPRETĂRII CANTITATIVE A DATELOR GRAVIMETRICE ȘI A CORELĂRII CU DATELE MAGNETOMETRICE

DE

JUSTIN ANDREI, CONSTANTIN CALOTĂ și ȘTEFAN PĂTRUȚ

Comitetul de Stat pentru Geologie, Calea Griviței nr. 64.
Institutul de petrol, gaze și geologie, Str. Traian Vuia nr. 6

INTRODUCERE

Îmbunătățiri ale interpretării rezultatelor gravimetrice în regiuni cu erupțiuni neogene se pot obține — după cum este indicat în literatură [2], [3] — prin utilizarea unor soluții ale problemei directe a potențialului, în particular prin geometrizarea corpurilor perturbante prin cilindri circulari verticali semi-infiniți sau finiți. Construirea, pe această bază, a unor hărți teoretice ale anomaliei gravității, în bună concordanță cu anomaliile cartate, ne conduce la precizări cantitative asupra corpurilor perturbante.

Ne propunem ca, utilizînd metodica de interpretare deja aplicată într-un caz similar în Munții Metaliferi [3], să verificăm, sub aspect cantitativ, ipoteza structurală calitativă elaborată pe baza rezultatelor cartării gravimetrice și magnetometrice din regiunea Roșia Montană. Deși cunoștințele geologice asupra regiunii, rezultate din cartările de suprafață, lucrările miniere și de explorare, sînt destul de avansate, prospecțiunile geofizice au adus informații noi asupra structurii geologice, informații care se cer confirmate printr-un proces mai aprofundat de interpretare.

Elementele structurale noi aduse de prospecțiunea geofizică lărgesc orizontul valorificării pe plan economic a resurselor miniere din regiune.

I. PREMISELE FIZICO-GEOLOGICE

1. Structura geologică a regiunii Roșia Montană

În vecinătatea localității Roșia Montană, peste un subasment cretacic se dispune un bazin neogen străpuns de o serie de stîlpi vulcanici (fig. 1 — după R. Ștefan și Șt. Cosma).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P. 317 — 336 BUCUREȘTI 1966

Formaţiunile cretacice depuse în Depresiunea Abrudului sînt reprezentate, după T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu [4] şi M. Ilie [5], printr-o succesiune de depozite terigene, aproape continuă de la Valanginian la Senonian. Caracterul transgresiv al etajelor Cretacicului face ca în sectorul Roşia Montană să nu afloreze decît formaţiuni barremiene, apţiene şi senoniene.

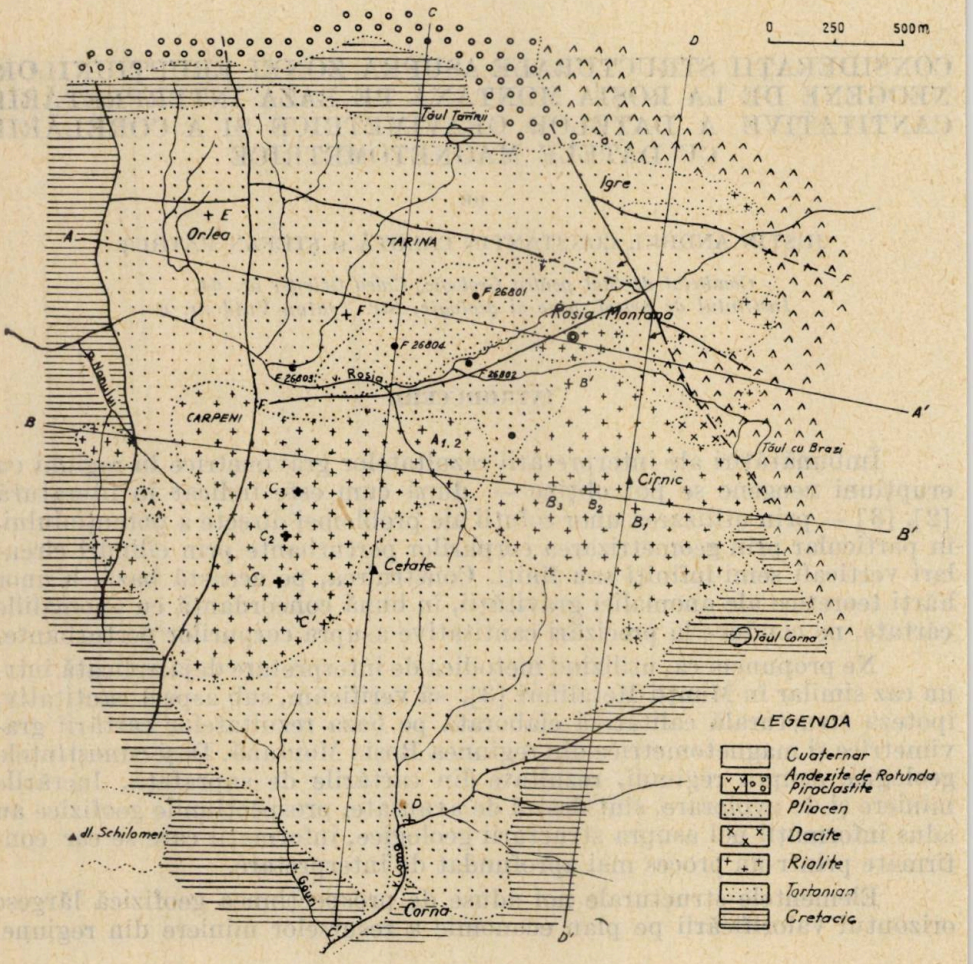


Fig. 1

Bazinul neogen Roşia Montană este umplut, după R. Ştefan şi St. Cosma [6], de o serie detritică, psefitică, psamitică, aleuritică, în amestec intim cu un material piroclastic riolitic. Materialul eruptiv riolitic se găseşte prezent în proporţii foarte variabile, însă aproape întotdeauna subordonat componentei terigene. În medie procentul de material eruptiv este mai mic de 25%. Toţi geologii care au cercetat regiunea admit că aceste forma-

țiuni sînt de vîrstă tortoniană. Imediat la nord de Roșia Montană apare un mic petec de formațiuni pliocene.

Stîlpii vulcanici care străpung bazinul neogen și formațiunile cretacice adiacente sînt alcătuiți din : riolite, dacite de Brazi, andezite cuarțifere cu amfibol de tip Barza, andezite cu amfiboli de Vîrși, andezite cu amfibol și piroxen de Rotunda [6]. În jurul acestor stîlpi se dispun în mod fragmentat curgeri de lave și pachete de piroclastite. În interiorul bazinului principalele corpuri vulcanice sînt cele riolitice din Dealul Cetate și Dealul Cîrnic. Acestea comportă înrădăcinări laterale. Astfel corpul din Dealul Cetate se înrădăcinează spre nord, iar cel din Dealul Cîrnic spre VNV.

Corpurile riolitice și, în mai mică măsură, corpurile de andezite cuarțifere cu amfibol, au generat o importantă circulație de soluții hidrotermale. Acestea au produs importante fenomene de transformare a rocilor prin care au circulat. În mod deosebit se remarcă procese de caolinizare. Soluțiile hidrotermale au generat în unele cazuri mineralizații de aur și sulfuri. Cele mai importante cîmpuri miniere se găsesc în vecinătatea corpurilor riolitice din Dealul Cetate și Dealul Cîrnic. Alte cîmpuri miniere, în special Cîmpul Orlea, sînt mai distanțate de corpurile vulcanice cunoscute.

Formațiunile cretacice sînt intens cutate. Ele atîng maximum de dezvoltare în vecinătatea localității Abrud.

Bazinul neogen are o formă cvasicirculară, maximul de afundare fiind plasat în vecinătatea localității Roșia Montană, unde depozitele tortoniene ating gosimea de 450 m. Depozitele pliocene nu depășesc 20 m în grosime. Bazinul neogen este afectat de două sisteme de falii normale orientate N-S și E-V.

Forma particulară a bazinului neogen și asocierea depozitelor tortoniene cu erupțiile riolitice, l-au condus pe I. Atanasiu[1] la concluzia că scufundarea bazinului Roșia Montană a fost condiționată de prăbușirea acoperișului rezervorului magmatic din profunzime, ca urmare a expulzării maselor apreciabile de lave riolitice. Se pare că scufundarea bazinului neogen a continuat și în timpul Pliocenului așa cum o dovedește prezența petecului de sedimente pliocene.

2. Considerații asupra proprietăților fizice ale formațiunilor din regiunea Roșia Montană

a. *Densitatea.* Datele obținute din determinările făcute asupra probelor culese în Munții Metaliferi ne-au permis să construim o schiță a contrastelor de densitate și de masă, privind formațiunile de cuvertură și stîlpii vulcanici care le străpung, din zona Roșia Montană (fig. 2).

Din acest tablou, în care sintetizarea este dusă la limită, se pot desprinde următoarele observații privind contrastele de masă :

Densitățile formațiunilor sedimentare cresc de la cele noi către cele vechi. În această suită contrastul de densitate dintre formațiunile bazinului tortonian și subasmentul cretacic, în medie de $+0{,}15 g/cm^3$ are semnificația unui important contrast de masă, dată fiind grosimea mare a acestor

[1] I. Atanasiu, *Curs de geologie generală. Fenomene magmatice.* Facultatea de științe, București, 1946.

formaţiuni. Ca atare bazinul neogen va condiţiona o anomalie gravimetrică de minim.

Contrastul de densitate foarte ridicat dintre formaţiunile pliocene şi cele tortoniene, în medie de + 0,6 g/cm³, nu condiţionează contraste de masă importante dată fiind grosimea redusă a formaţiunilor pliocene.

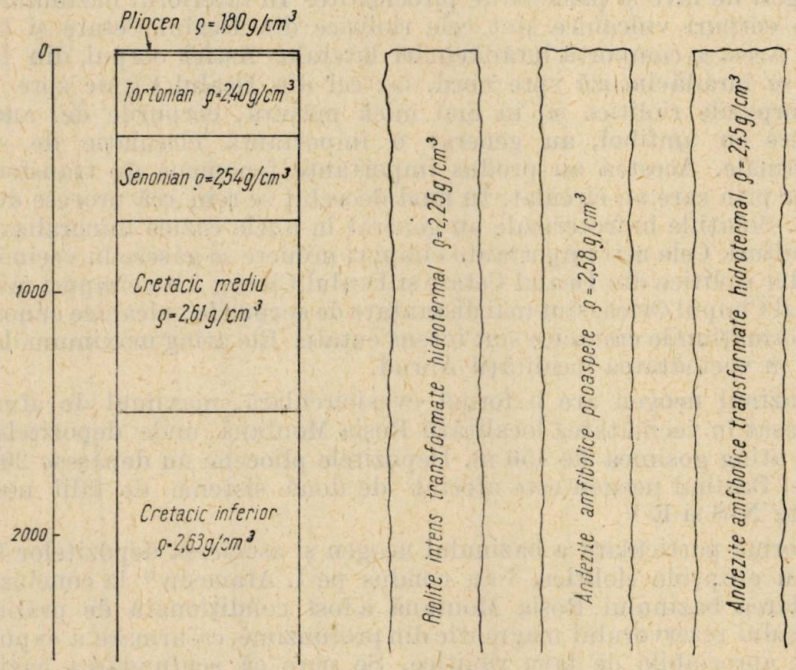


Fig. 2

Corpurile riolitice, intens transformate hidrotermal, din Dealul Cetate şi Dealul Cîrnic, condiţionează importante deficite de densitate şi de masă în raport cu toate formaţiunile pe care le străpung. Ele vor genera anomalii gravimetrice de minim.

Andezitele amfibolice de tip Barza, neafectate de fenomene de transformare hidrotermală, prezintă excese de densitate faţă de formaţiunile tortoniene (+0,18 g/cm³). În raport cu formaţiunile cretacice contrastele de densitate sînt ezitante, înscriind valori scăzute pozitive sau negative. În consecinţă anomaliile de mică intensitate pe care le generează sînt comparabile cu precizia de determinare a cartării gravimetrice. În cazul cînd corpurile andezitice sînt afectate de fenomene de alteraţie hidrotermală, scăderea valorilor de densitate condiţionată de aceste fenomene generează contraste negative de masă în raport cu formaţiunile cretacice. În medie contrastul de densitate corespunzător este de — 0,15 g/cm³. În acest caz corpurile andezitice vor condiţiona anomalii gravimetrice de minim de o intensitate cartabilă.

b. *Susceptibilitatea magnetică.* Deşi nu posedăm date asupra acestui parametru privind formaţiunile din zona Roşia Montană, putem face

o serie de considerații, ținînd cont de datele obținute în regiuni limitrofe [1].

Formațiunile cretacice fiind lipsite de minerale magnetice prezintă valori foarte scăzute de susceptibilitate magnetică.

Formațiunile tortoniene, deși conțin material piroclastic, prezintă de asemenea valori scăzute de susceptibilitate magnetică. Aceasta rezidă fie din transformările generate de circulația soluțiilor hidrotermale, dar mai ales din procentul inițial foarte redus de minerale magnetice proprii piroclastitelor riolitice. Din aceleași considerente nu vom remarca nici în cazul corpurilor riolitice o susceptibilitate magnetică suficient de contrastantă în raport cu formațiunile cretacice și tortoniene pe care le străpung.

Andezitele neogene prezintă în general valori ridicate de susceptibilitate magnetică. Fenomenele de autometamorfism hidrotermal produc adeseori scăderi apreciabile ale proprietăților magnetice. Raportul între fenomenele de autometamorfism hidrotermal și intensitatea de magnetizare a rocilor afectate nu este simplu. În Munții Metaliferi se cunosc o serie de cazuri cînd corpuri andezitice afectate de procese importante de autometamorfism hidrotermal prezintă totuși o magnetizare ridicată [2]).

3. Rezultatele cartării gravimetrice-magnetometrice și interpretarea lor calitativă

Anomaliile gravimetrice și magnetice, cartate în zona Roșia Montană, au permis o serie de considerații calitative privind structura bazinului neogen și poziția spațială a corpurilor eruptive [3]). Acestea au fost făcute pe baza hărții distribuției anomaliilor locale ale gravității (fig. 3) și a hărții distribuției anomaliilor geomagnetice (fig. 4).

Harta anomaliilor locale ale gravității a fost calculată din harta gravimetrică Bouguer ($\Delta\rho = 2{,}5$ g/cm^3) prin metoda mediilor mobile ($r = 2$ km). Precizia de determinare a anomaliei a fost de $\pm 0{,}25$ mgal. Imaginea obținută evidențiază o anomalie generală de minim care ocupă aria bazinului neogen, în cadrul căruia se conturează două anomalii mai restrînse de minim. Prima are o direcție NNV—SSE fiind cuprinsă între cîmpul minier Orlea și satul Corna. Intensitatea cea mai ridicată ($-2{,}5$ mgal) se remarcă la vest de Vf. Cetate. A doua anomalie ocupă o suprafață mai redusă fiind amplasată la vest de Vf. Cîrnic, intensitatea anomaliei depășind $-2{,}0$ mgal.

Harta anomaliei geomagnetice este exprimată în valori absolute raportate la perioada 1 iulie 1950. Precizia de măsurare a fost de $\pm 5\gamma$. În partea de nord-est a zonei se conturează o serie de anomalii pozitive și negative care depășesc $\pm 1\,500\gamma$. Aceste anomalii sînt condiționate de magnetizarea ridicată a lavelor și corpurilor andezitice din acest sector. Din acest grup un interes deosebit îl prezintă anomalia inversă din zona corpului andezitic din Dealul Rotunda. În partea de sud a sectorului, la nord de satul Corna, remarcăm doi dipoli magnetici cu o inten-

---

[2]) Andrei Justin, *Raport asupra prospecțiunii gravimetrice-magnetometrice din sectoarele nordic și vestic ale Munților Metaliferi pentru localizarea aparatelor vulcanice.* Arh. Com-Stat Geol., 1962.

[3]) Andrei Justin-, *op. cit.*

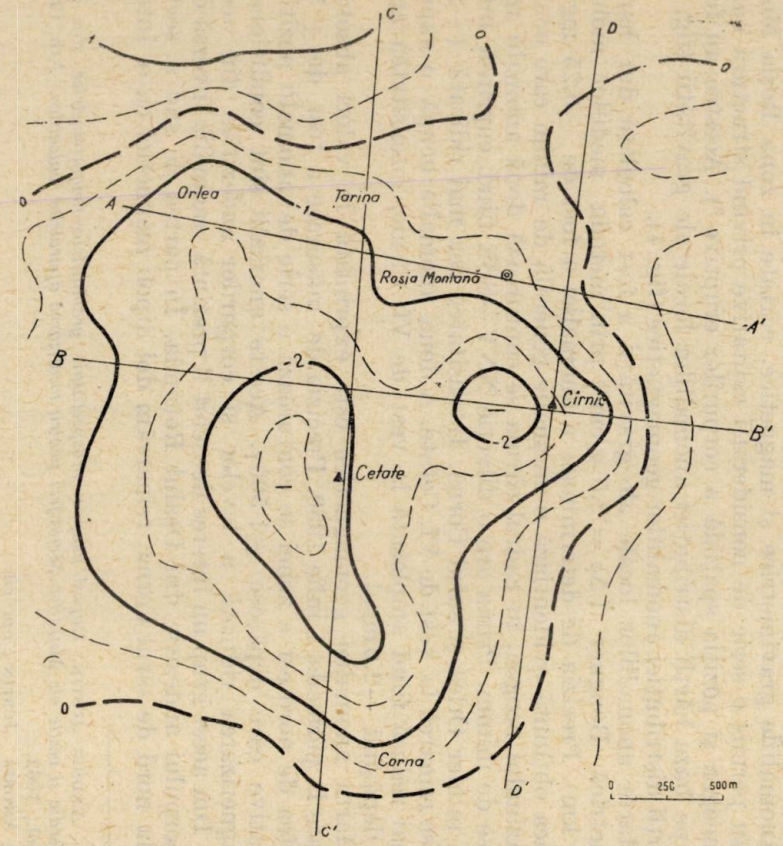

C
D
A
Orlea
Tarina
Roșia Montană
A'
B
B'
Cîrnic
Cetate
Corna
C'
D'
0
250
500m

Fig. 3

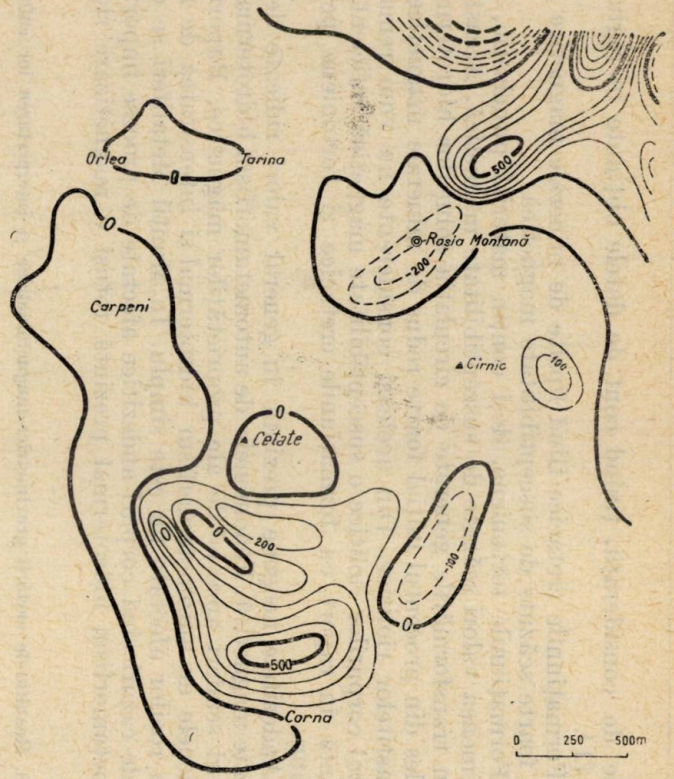

Orlea
Tarina
Roșia Montană
Carpeni
Cîrnic
Cetate
Corna
500
200
100
0
250
500m

Fig. 4

sitate de ± 600γ. Acești dipoli nu prezintă nici o corelație cu structura geologică de suprafață.

Anomalia gravimetrică de minim de pe aria bazinului neogen de la Roșia Montană este condiționată de deficitul de masă pe care-l prezintă formațiunile tortoniene în raport cu formațiunile cretacice peste care stau. Aparatele vulcanice riolitice din Dealul Cîrnic și Dealul Cetate sînt marcate prin minime gravimetrice locale comandate de deficitul de masă al acestor corpuri în raport cu formațiunile cretacice și neogene străpunse. Poziția apexului anomaliei din Dealul Cîrnic în raport cu poziția la suprafață a corpului riolitic sugerează înrădăcinarea spre vest a acestui corp. Prelungirea anomaliei gravimetrice de minim la NNV și SSE de corpul riolitic din Dealul Cetate trădează prezența unor corpuri geologice necunoscute la suprafață sau în lucrările miniere. Tendința de minim gravimetric conturată pe aria cîmpurilor miniere Orlea și Țarina este probabil legată de prezența unui corp eruptiv riolitic ascuns care ar fi generat mineralizațiile cunoscute în acest sector. Tendința de minim gravimetric de la nord de Corna conjugată cu anomaliile geomagnetice semnalate sînt comandate probabil de un corp subvulcanic. Intensitatea ridicată a anomaliei geomagnetice sugerează că acest corp este de natură andezitică.

Cordonul de gradient pe care-l remarcăm pe rama nordică a bazinului tortonian confirmă falia cartată de R. Ștefan și St. Cosma [6]. În schimb faliile figurate în partea vestică a bazinului nu se reflectă în anomalia gravității.

II. INTERPRETAREA CANTITATIVĂ A DATELOR GRAVIMETRICE

1. Metodica interpretării

Rezultatele cartării gravimetrice din zona Roșia Montană prezintă, pentru principalele anomalii, o bună corelație cu datele geologice. Luînd în considerare și datele oferite de lucrările de explorare și lucrările miniere ne propunem elaborarea unor ipoteze structurale (simplificatoare) care să satisfacă suficient de bine distribuția anomaliilor locale ale gravității. Pentru aceasta, încadrîndu-ne în problema indirectă a interpretării, vom apela la geometrizări cît mai adecvate ale formațiunilor perturbante, pe baza indicațiilor geologice și ținînd cont și de morfologia și intensitatea anomaliilor locale ale gravității .

Ca geometrizare optimă pentru neckurile eruptive neogene și bazinul tortonian am adoptat cilindrii circulari verticali semi-infiniți și finiți. Într-o primă etapă, neckurile eruptive au fost aproximate prin cilindri circulari verticali semi-infiniți; efectele acestora s-au calculat pe baza formulei exacte existente în literatură, transpusă pentru expeditivitate sub formă de abace simple logaritmice [4]), care permit determinarea efectelor cilindrilor cu diverși parametri geologici.

Îmbunătățiri ale acestei prime geometrizări au fost aduse prin luarea în considerare a unor cilindri circulari verticali finiți, cu care s-au aproximat atît neckurile eruptive cît și bazinul neogen. Existența unui

[4]) C. Calotă, Șt. Pătruț, *O formă expeditivă de determinare a efectului gravitațional al cilindrului circular vertical finit* (manuscris).

set de abace bilogaritmice pentru efectele cilindrilor circulari verticali finiți de diverși parametri geometrici : R (rază), a (adîncimea feței superioare) și h (înălțimea) [4]), a permis utilizarea în geometrizare a unui număr mai mare de astfel de cilindri al căror efect a putut fi calculat rapid și cu precizie finală satisfăcătoare (0,1 mgal).

Situația structurală complexă din regiune, ca și cunoașterea relativ redusă a aspectului său cantitativ pe baza cartării geologice și a lucrărilor miniere, impun luarea în considerație a unei serii de aproximații succesive care să conducă la o soluție structurală optimă ; aceasta este evidențiată de cea mai bună concordanță între distribuția anomaliilor locale cartate și harta teoretică a gravității.

2. Ipotezele interpretative și rezultatele lor

S-a arătat anterior că harta geologică a regiunii Roșia Montană evidențiază două principale corpuri vulcanice, aflorate de tip riolitic, din Dealul Cetate și Dealul Cîrnic, care prezintă înrădăcinări înclinate (atestate și de lucrările miniere și de datele de explorare) precum și zonele mineralizate de la Orlea și Țarina. Aceste erupțiuni străbat bazinul neogen, a cărui formă particulară permite o geometrizare de același tip cu cea a corpurilor vulcanice.

Harta locală a gravității (fig. 3), așa cum reiese din cele prezentate anterior, evidențiază anomalii de intensități mici, condiționate de contrastele de masă realizate pe de o parte între rocile neogene (sedimentare și eruptive) și rocile sedimentare cretacice și, pe de altă parte, între corpurile eruptive neogene și bazinul sedimentar tortonian.

Din corelarea datelor geologice cu rezultatele cartării gravimetrice rezultă structura ipotetică, pe baza căreia se va desfășura interpretarea cantitativă :

— bazinul neogen, geometrizat printr-o asociație de doi cilindri circulari verticali finiți, de înălțimi mici și extinderi laterale ample, fixați pe baza hărții cu izopahite ale sedimentarului neogen (fig. 5) [5]) ;

— neckurile riolitice aflorate (Cîrnic și Cetate), geometrizate prin asociații de cilindri circulari verticali finiți, necoaxiali (pentru a reproduce direcția lor de înrădăcinare) ;

— corpul andezitic ascuns de la Corna, aproximat printr-un singur cilindru ;

— două corpuri subvulcanice riolitice de la Orlea și Țarina, aproximate fiecare de asemenea printr-un singur cilindru.

Amplasarea acestor cilindri și dimensiunile lor au fost fixate corelînd datele geologice (acolo unde există) cu morfologia anomaliilor locale ale gravității. Contrastele de densitate pentru diverșii cilindri sînt fixate pe baza datelor specificate anterior (fig. 2), luînd în considerare tipul rocilor care vin în contact.

În această schemă structurală generală reprezentînd ideea conducătoare a procesului de interpretare, pentru un acord cît mai bun între harta teoretică și harta reală a gravității, au fost necesare ajustări ale geometrizărilor care au condus succesiv la următoarele ipoteze :

---

[5]) Harta cu izopahite a fost construită pe baza datelor din raportul citat al lui R. Ștefan și St. Cosma.

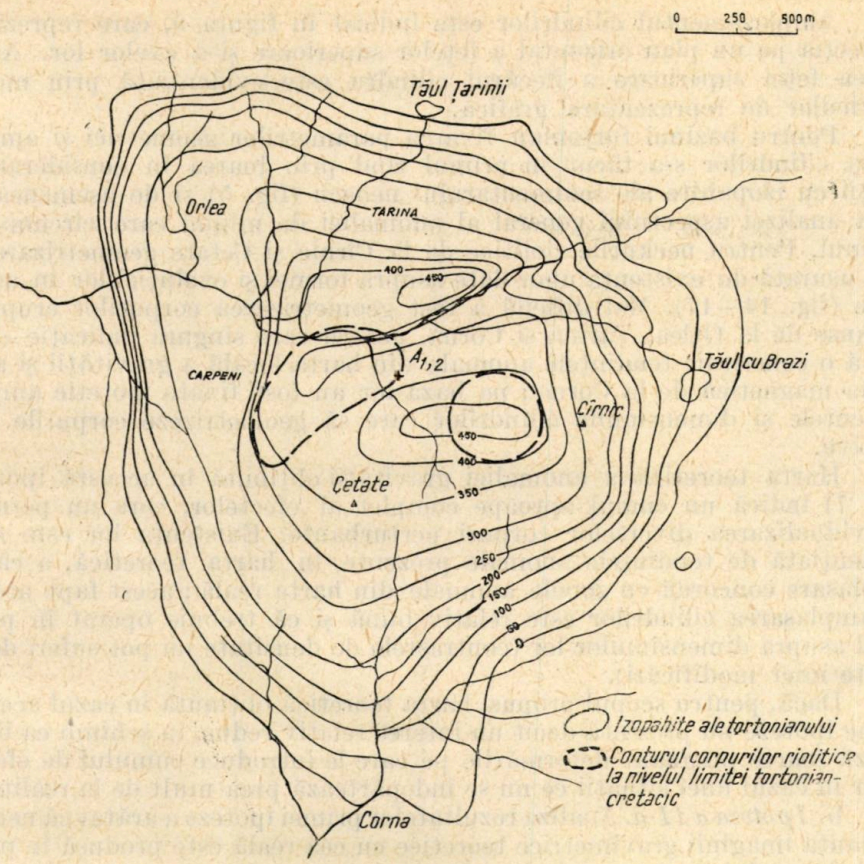


Fig. 5

a. *Ipoteza I.* Soluția structurală principială prezentată anterior este concretizată, în această primă ipoteză, în tabela 1, în care se indică pentru fiecare cilindru : natura petrografică, notația simbolică, diametrul (d), adîncimea feței superioare (a) și a celei inferioare (A) precum și contrastul de densitate ($\Delta\rho$).

Tabela 1

Parametri fizico-geometrici ai corpurilor perturbante în ipoteza I

	Cilindrul	d	a	A	$\Delta\rho$
Bazinul tortonian	A_1	2 500	0	200	−0,15
Bazinul tortonian	A_2	1 500	200	400	−0,15
Cîrnic (riolit)	B_1	900	0	100	−0,10
Cîrnic (riolit)	B_2	400	100	400	−0,10
Cîrnic (riolit)	B_3	250	400	∞	−0,25
Cetate (riolit)	C_1	800	0	200	−0,10
Cetate (riolit)	C_2	600	200	400	−0,10
Cetate (riolit)	C_3	400	400	∞	−0,25
Corna (andezit)	D	1 000	200	∞	−0,10
Țarina (riolit)	E	800	200	∞	−0,25
Țarina (riolit)	F	800	400	∞	−0,25

Amplasamentul cilindrilor este indicat în figura 6, care reprezintă proiecţia pe un plan orizontal a feţelor superioare şi a axelor lor. Adîncimea feţei superioare a fiecărui cilindru este evidenţiată prin modul particular de reprezentare grafică.

Pentru bazinul tortonian fixarea parametrilor geometrici şi amplasarea cilindrilor s-a făcut în primul rînd prin luarea în considerare a hărţii cu izopahite ale sedimentarului neogen (fig. 5) şi de asemenea pe baza analizei aspectului general al anomaliei de minim care circumscrie bazinul. Pentru neckurile riolitice de la Cîrnic şi Cetate geometrizarea a fost uşurată de existenţa unor date asupra formei şi evoluţiei lor în adîncime (fig. 14—17). Mai dificilă a fost geometrizarea corpurilor eruptive ascunse de la Orlea, Ţarina şi Corna, pentru care singura indicaţie existentă o constituie tendinţele anomale din harta locală a gravităţii şi anomalia magnetică de la Corna ; pe baza lor au fost fixate ipotetic amplasamentele şi dimensiunile cilindrilor care să geometrizeze corpurile respective.

Harta teoretică a anomaliei gravităţii obţinută în această ipoteză (fig. 7) indică un cumul aproape complet al efectelor, care nu permite individualizarea diverselor corpuri perturbante. Existenţa lor este slab evidenţiată de tendinţele anomale prezente în harta teoretică, a căror amplasare concordă cu zonele anomale din harta reală ; acest fapt atestă că amplasarea cilindrilor este relativ bună şi că trebuie operat în principal asupra dimensiunilor lor (contrastele de densitate nu pot suferi decît foarte mici modificări).

Dacă, pentru scopul propus, harta teoretică obţinută în cazul acestei prime ipoteze nu prezintă decît un interes relativ redus, în schimb ea ilustrează foarte pregnant deformările pe care le introduce cumulul de efecte chiar în cazul unei situaţii ce nu se îndepărtează prea mult de la realitate.

b. *Ipoteza a II-a.* Analiza rezultatelor primei ipoteze a arătat că neconcordanţa imaginii gravimetrice teoretice cu cea reală este produsă în principal de modul de geometrizare a bazinului tortonian şi a corpurilor subvulcanice de la Orlea şi Ţarina ; de asemenea, sînt necesare mici ajustări ale dimensiunilor cilindrilor ce aproximează neckurile de la Cetate şi Cîrnic. Parametri fizico-geometrici ai cilindrilor ce aproximează structura în cazul ipotezei a II-a sînt daţi în tabela 2.

Tabela 2

Parametri fizico-geometrici ai corpurilor perturbante în ipoteza a II-a

	Cilindrul	d	a	A	$\Delta\rho$
Bazinul tortonian	A_1	2 500	0	150	−0,15
Bazinul tortonian	A_2	1 000	150	350	−0,15
Cîrnic (riolit)	B_1	800	0	150	−0,15
Cîrnic (riolit)	B_2	500	150	350	−0,25
Cîrnic (riolit)	B_3	400	350	∞	−0,25
Cetate (riolit)	C_1	800	0	150	−0,15
Cetate (riolit)	C_2	600	150	350	−0,25
Cetate (riolit)	C_3	400	350	∞	−0,25
Corna (andezit)	D	1 000	150	∞	−0,15
Ţarina (riolit)	E	500	350	∞	−0,25
Ţarina (riolit)	F	500	350	∞	−0,25

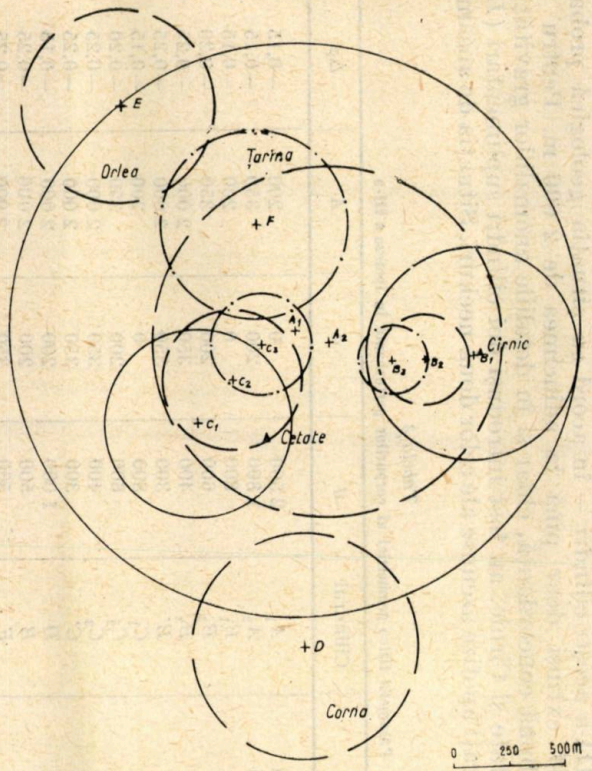

E
Orlea
Țarina
F
A1
A2
C3
C2
C1
Cetate
B2
B3
B1
Cîrnic
D
Corna
0 250 500m
Cilindri cu fața la suprafață
" " la 200 m
" " la 400 m

Fig. 6

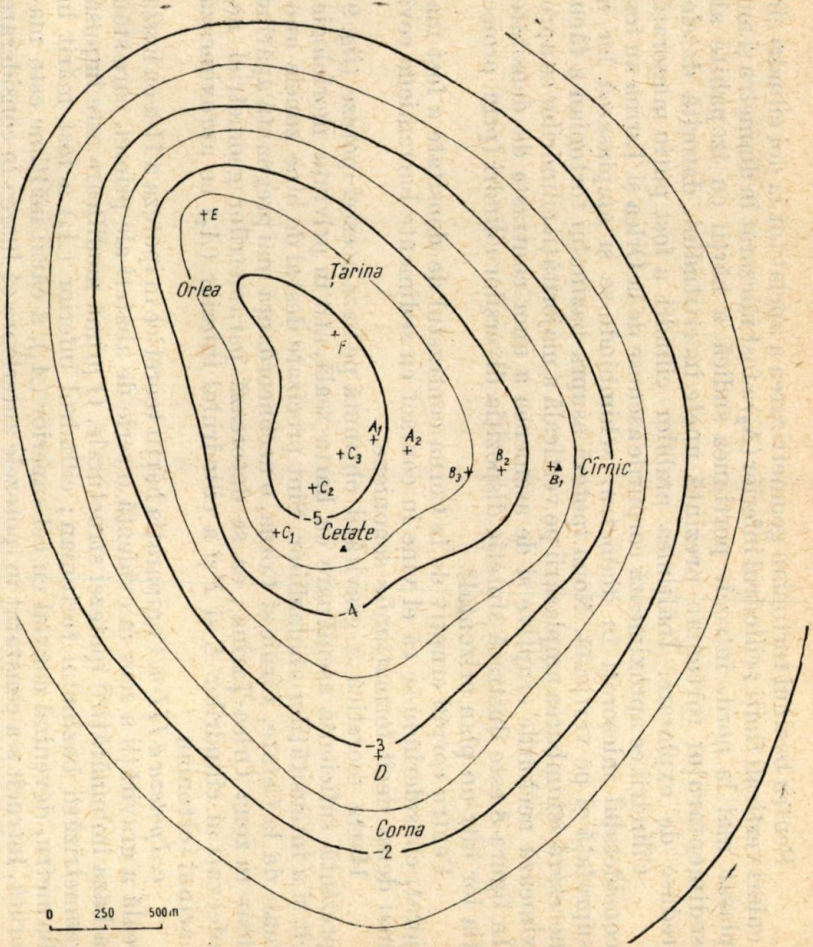

E
Orlea
Țarina
F
A1
A2
C3
C2
C1
-5
Cetate
B3
B2
B1
Cîrnic
-4
-3
D
Corna
-2
0 250 500m

Fig. 7

Pentru bazinul tortonian geometrizarea a apelat tot la doi cilindri circulari verticali finiţi ; cilindrul inferior (A_2) a fost micşorat în diametru şi amplasat mai la nord, întrucît porţiunea sudică a hărţii cu izopahite ale sedimentarului tortonian prezintă unele incertitudini, datorită datelor reduse de explorare. Înălţimea ambilor cilindri a fost puţin micşorată.

Cilindrii ce aproximează corpurile ascunse de la Orlea şi Ţarina au fost considerabil micşoraţi în diametru, schimbîndu-se şi amplasarea lor în suprafaţă şi pe verticală. Noua ipoteză asupra bazinului tortonian a făcut necesară schimbarea amplasării pe verticală a majorităţii cilindrilor ce aproximează neckurile eruptive şi de asemenea a unor contraste de densitate. În figura 8 este ilustrată sintetic dispoziţia diverşilor cilindri (prin proiecţia lor într-un plan orizontal).

Pentru corpul eruptiv de la Corna contrastul de densitate a fost majorat, considerîndu-se că el vine în contact cu sedimente barremiene ceva mai dense decît formaţiunile senoniene.

Harta teoretică a gravităţii obţinută pe baza acestei ipoteze (fig. 9) prezintă suficientă asemănare cu harta reală, atît în privinţa morfologiei cît şi a intensităţilor anomaliilor. Sînt precizate destul de bine zonele anomale de la Cetate, Cîrnic şi Corna, o neconcordanţă mai pregnantă apărînd doar în zona Orlea-Ţarina ; ea se datorează parametrilor geometrici neadecvaţi ai cilindrilor E şi F şi a cilindrului inferior (A_2) ce aproximează bazinul tortonian.

c. *Ipoteza a III-a.* Comparaţia hărţii teoretice în ipoteza a II-a cu harta reală a gravităţii a scos în evidenţă o serie de abateri ale primei, care stau la baza îmbunătăţirii ipotezei structurale. O primă modificare este impusă geometrizării bazinului tortonian ; cilindrul inferior (A_2) a fost mărit în diametru, devenind coaxial cu cel superior (A_1), a cărui înălţime este majorată, întrucît s-a constatat în ipotezele anterioare că luarea în considerare a unor cilindri semiinfiniţi (B_3, C_3, D, E, F) favorizează un cumul nedorit. În ipoteza a III-a aceşti cilindri — în acord cu situaţia geologică probabilă — au fost extinşi doar pînă la adîncimea de 2 000 m. Pentru a obţine o mai bună concordanţă, chiar şi în detaliile anomaliilor gravităţii din zonele Cetate şi Cîrnic, au fost introduşi doi cilindri suplimentari (B' şi C'), consideraţi apofize ascunse ale celor două neckuri. Situaţia de ansam-

Tabela 3

Parametri fizico-geometrici ai corpurilor perturbante în ipoteza a III-a

	Cilindrul	d	a	A	$\Delta\rho$
Bazinul tortonian	A_1	2 500	0	200	−0,15
Bazinul tortonian	A_2	1 800	200	350	−0,15
Cîrnic (riolit)	B_1	800	0	200	−0,15
Cîrnic (riolit)	B_2	600	200	350	−0,20
Cîrnic (riolit)	B_3	400	350	2 000	−0,25
Cîrnic (riolit)	B'	300	350	2 000	−0,25
Cetate (riolit)	C_1	800	0	200	−0,15
Cetate (riolit)	C_2	600	200	350	−0,20
Cetate (riolit)	C_3	400	350	2 000	−0,25
Cetate (riolit)	C'	300	350	2 000	−0,25
Corna (andezit)	D	1 000	200	2 000	−0,15
Ţarina (riolit)	E	500	200	2 000	−0,25
Ţarina (riolit)	F	500	350	2 000	−0,25

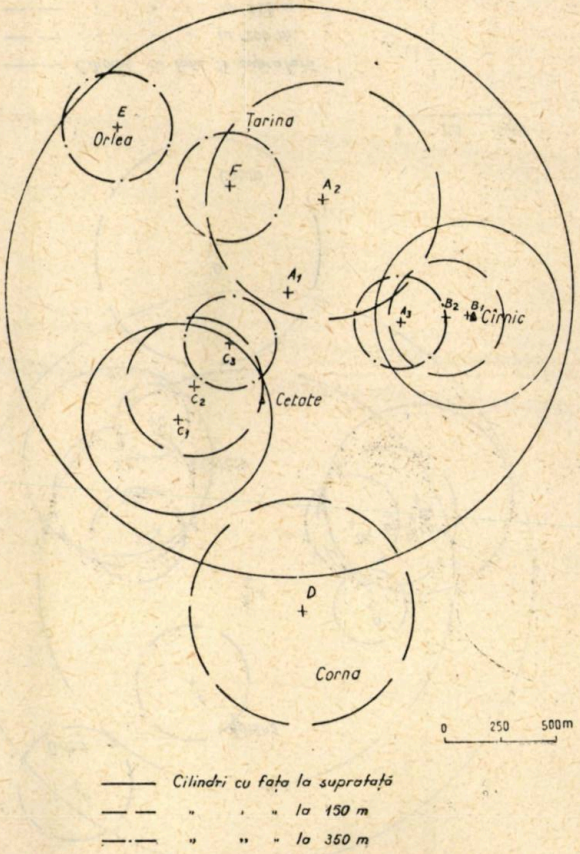

E
Orlea
Tarina
F
A2
A1
A3
B2
B1
Cirnic
C3
C2
C1
Cetate
D
Corna
0 250 500m
Cilindri cu fata la suprafață
" " la 150 m
" " la 350 m

Fig. 8

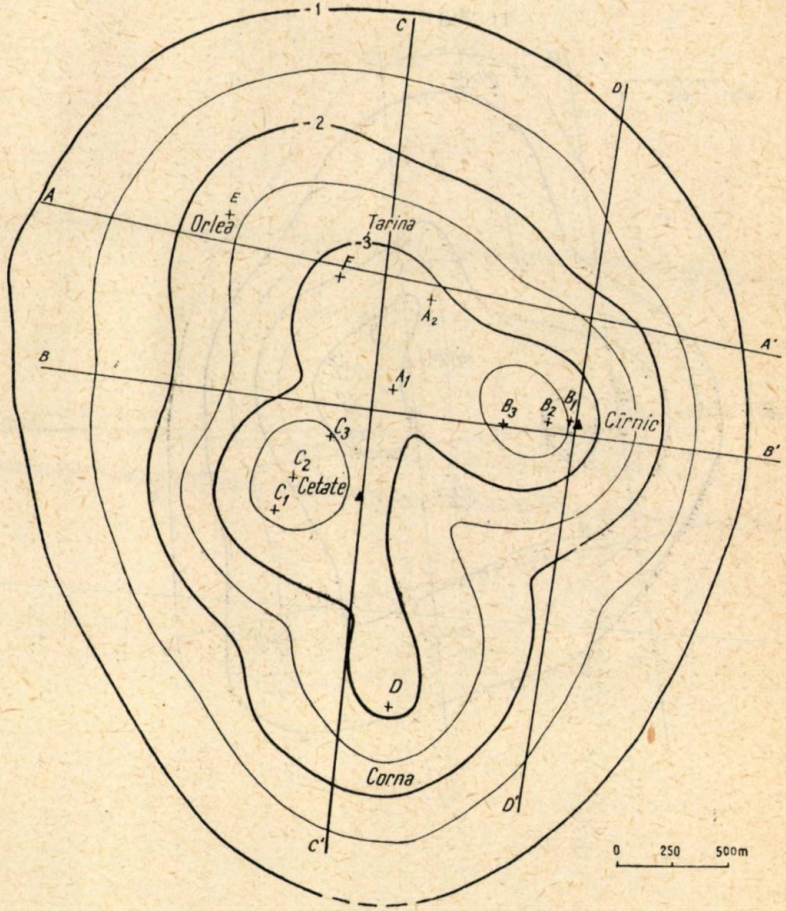

1
2
3
C
C'
D
D'
A
A'
B
B'
E
Orlea
Tarina
F
A2
A1
B3
B2
B1
Cirnic
C3
C2
C1
Cetate
D
Corna
0 250 500m

Fig. 9

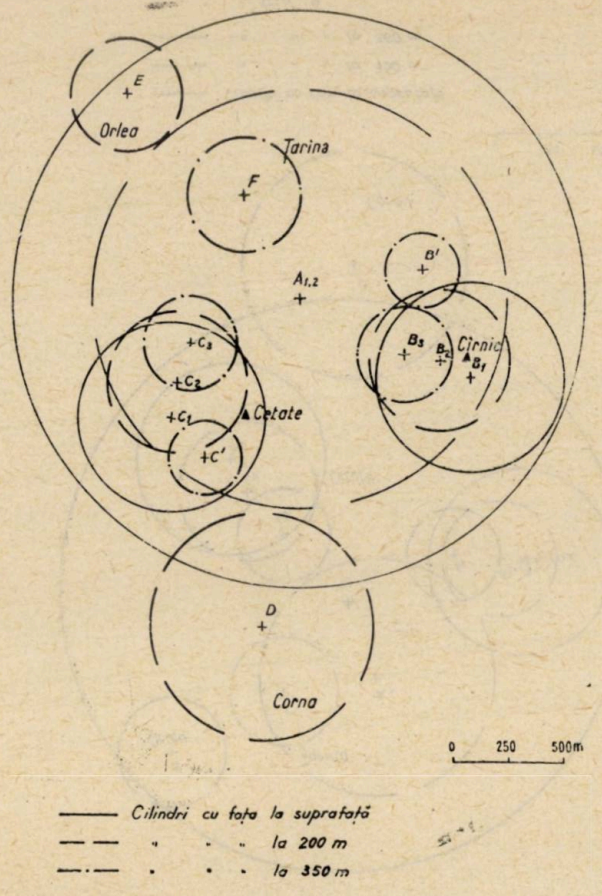

E
Orlea
Tarina
F
B'
A1,2
C3
C2
C1
Cetate
C'
B3
B2
Cirnic
B1
D
Corna
0 250 500m
Cilindri cu fata la suprafață
" " " la 200 m
" " " la 350 m

Fig. 10

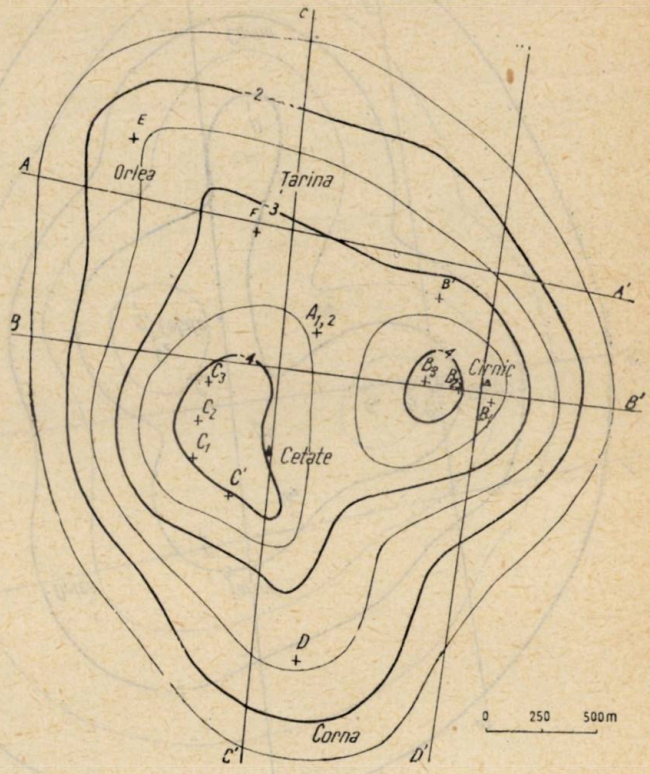

C
2
E
A
Orlea
Tarina
F
3
A'
B
B'
A1,2
1
4
C3
B3
B2
Cirnic
B1
C2
C1
Cetate
C'
D
Corna
C'
D'
0 250 500m

Fig. 11

blu a geometrizărilor în cadrul ipotezei a III-a este ilustrată în tabela 3 și în figura 10.

Calculele efectuate pornind de la această ipoteză au condus la întocmirea hărții teoretice a gravității din figura 11. Îmbunătățirea concordanței cu harta reală a gravității este evidentă atît pentru ansamblul anomaliilor cît și pentru unele aspecte particulare ale fiecărei anomalii sau tendințe anomale.

Se remarcă pentru anomaliile de la Cîrnic și Cetate o bună concordanță, chiar și în amănunt, atît în privința formelor cît și a intensităților (intensitățile anomaliilor din harta teoretică se raportează la o izolinie de zero aleasă în concordanță cu izolinia de zero din harta reală). Tendințele anomale din zonele Corna și Orlea-Țarina sînt prezente în harta teoretică a gravității cu un aspect asemănător celui din harta reală ; o discordanță mai pregnantă se manifestă pentru tendința anomală de la Corna.

d. *Ipoteza a IV-a.* Abaterile constatate în cazul ipotezei precedente ne-au condus la îmbunătățirea ipotezei structurale geometrizate prin modificarea parametrilor geometrici ai cilindrului D ce aproximează corpul andezitic ascuns de la Corna, pentru care abaterea anomaliei teoretice era cea mai pregnantă. Noii parametri luați în considerare sînt următorii : $d = 1\,000$ m ; $a = 100$ m ; $A = 2\,000$ m ; $\Delta\rho = -0{,}15$ g/cm^3. Amplasarea cilindrilor este aceeași ca în cazul ipotezei precedente (fig. 10).

Cu această modificare harta teoretică obținută (fig. 12) prezintă o imagine îmbunătățită, concordanța ei cu harta reală a gravității fiind remarcabilă.

3. Considerații asupra soluției structurale optime în regiunea Roșia Montană

Harta teoretică a anomaliei gravității obținută în cadrul ipotezei a IV-a pune clar în evidență zona generală de minim ce circumscrie bazinul tortonian. Drept izolinie de zero a hărții teoretice, prin corelație cu cea reală, se ia izolinia de $-0{,}2$ mgal. Buna concordanță a anomaliei generale de minim din harta teoretică cu cea din harta reală, ne arată că geometrizarea luată în considerare pentru bazinul tortonian redă suficient de bine structura lui de ansamblu ; unele particularități de structură, în special înspre marginile lui, nu au putut fi reproduse prin geometrizarea adoptată (este în special cazul zonei de sud a bazinului).

Pentru a ilustra mai clar gradul de concordanță a hărții teoretice a gravității cu cea reală, prezentăm în figura 13 harta abaterilor primei față de cea de-a doua.

Compararea hărții teoretice obținută în cazul ipotezei a IV-a cu harta reală a gravității și raportarea la harta abaterilor ne permit următoarele observații :

— În zonele de la Cetate și Cîrnic anomaliile gravității din harta teoretică și cea reală prezintă o foarte bună concordanță atît în privința formei cît și a intensităților (abateri cu valoare în jurul erorii de cartare), lucru atestat și de harta de abateri. Geometrizarea adoptată se dovedește adecvată, ceea ce se explică prin cunoștințele mai avansate asupra structurii celor două corpuri vulcanice din datele geologice de suprafață și lucrările miniere.

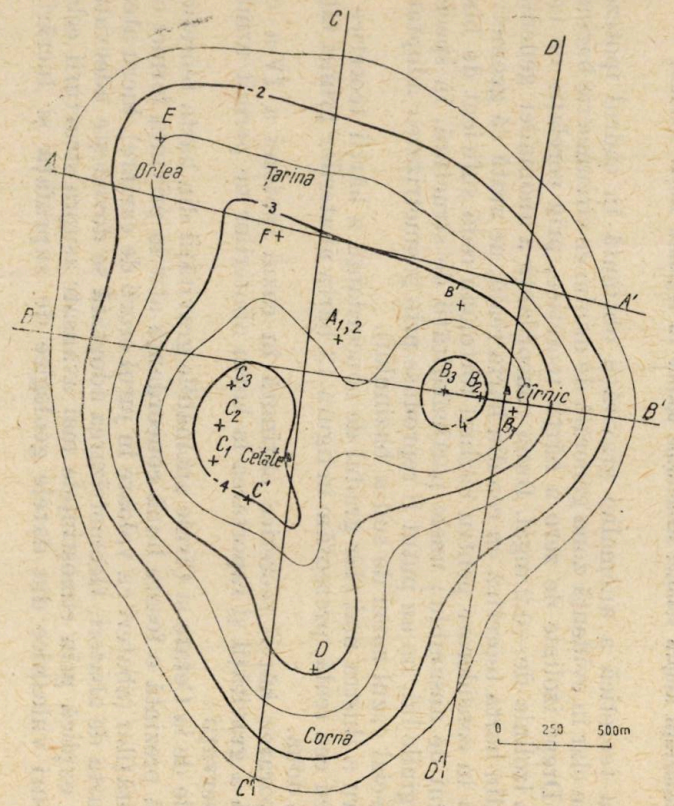

C
D
E
A
Orlea
Tarina
-2
-3
F
A'
B'
A1,2
B
C3
C2
C1
Cetate
-4
C'
B3
B2
B1
Cirnic
D
Corna
C'
D'
0 250 500m

Fig. 12

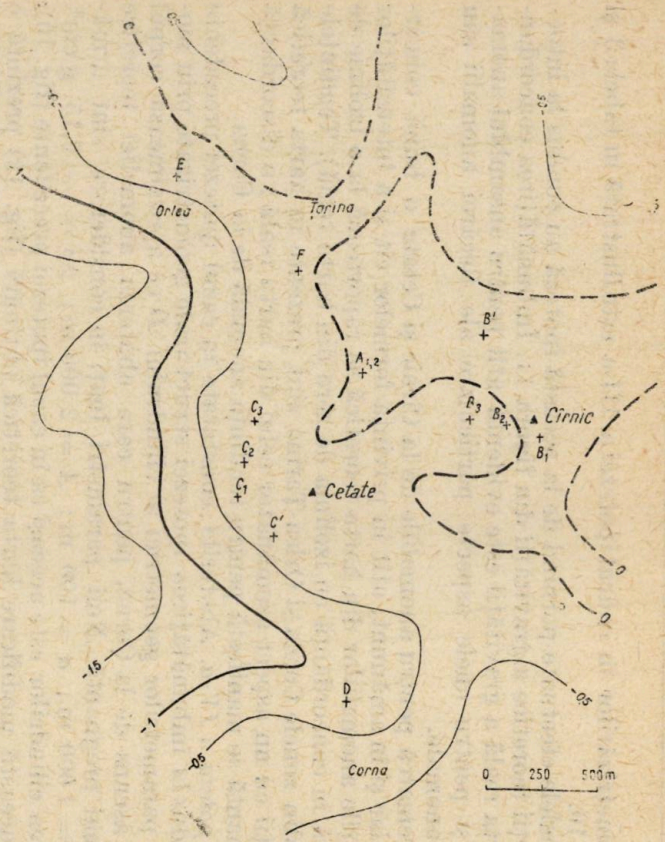

E
Orlea
Tarina
F
B'
A1,2
C3
C2
C1
Cetate
C'
B3
B2
B1
Cirnic
D
Corna
-1.5
-1
-0.5
-0.5
0
0
0 250 500m

Fig. 13

— In zona Orlea-Țarina anomalia teoretică prezintă de asemenea o suficient de bună concordanță cu cea cartată, abaterile fiind de mică valoare. Deosebirile de formă se datoresc în special intervenției unor efecte laterale, nelegate de structura bazinului neogen care ne interesează în prezenta lucrare. Cele două corpuri subvulcanice, a căror existență am presupus-o în procesul de interpretare, nu sînt cunoscute geologic; indicații asupra eventualei lor existențe sînt date de mineralizațiile cunoscute în cîmpurile miniere din această zonă. Lor li s-a atribuit o natură riolitică deoarece în harta ΔZ (fig. 4) în zonele respective apar anomalii magnetice de foarte mică intensitate, ca și în cazul corpurilor de la Cetate și Cîrnic.

— În zona Corna anomalia gravimetrică teoretică prezintă o bună concordanță de formă cu cea din harta reală; ea nu a putut fi reprodusă exact ca intensitate (harta abaterilor evidențiind valori de circa — 0,75 mgal). Pentru această zonă datele gravimetrice și magnetice au condus la ipoteza existenței unui corp vulcanic ascuns. Conjugarea unui minim gravimetric cu o anomalie magnetică de tip bipolar a creat, la o primă analiză, dificultăți de interpretare. În cadrul ipotezei noastre s-a considerat acest corp de natură andezitică. Anomaliile magnetice din zona Corna, de intensități suficient de mari, indicau la prima vedere existența în subsol a unui corp andezitic nealterat. În cadrul procesului de interpretare cantitativă a anomaliei gravimetrice de la Corna a fost necesar să se considere acest corp ca fiind de natură andezitică, însă afectat de transformări hidrotermale (care ar explica o densitate mai scăzută necesară în calcul). Spre deosebire de corpurile ascunse de la Orlea și Țarina, ce dau mineralizații cunoscute, pentru corpul andezitic de la Corna nu se cunosc astfel de manifestări, datorită inexistenței unor lucrări miniere; apare astfel necesară verificarea ipotezei emise prin lucrări de explorare.

— Harta abaterilor anomaliei teoretice de la cea cartată evidențiază și o serie de zone periferice cu abateri mai mari (—0,5 mgal pînă la —1,5 mgal), care se explică prin intervenția în anomalia cartată și a unor efecte date de structuri limitrofe față de bazinul neogen considerat. Este cazul zonei din nord unde apar la zi andezite de tip Rotunda și în special a zonei de vest (în care se înregistrează abaterile maxime) în care chiar harta gravimetrică reală lasă parțial deschisă anomalia de minim, ceea ce se datorește probabil îngroșării spre vest a depozitelor senoniene, mai puțin dense decît cele barremiene peste care se dispun.

Pentru a ilustra mai intuitiv îmbunătățirea succesivă a ipotezei asupra structurii geologice din regiunea Roșia Montană și gradul de concordanță a imaginii teoretice cu datele geologice cunoscute, au fost construite patru profiluri gravimetrice suprapuse peste secțiunile geologice corespunzătoare (fig. 14—17). Ele ilustrează mai pregnant concluziile trase anterior asupra structurii geologice.

Nu este indicat a se căuta o concordanță mai strînsă între imaginea teoretică și cea reală de anomalie a gravității, întrucît ea ar putea duce la o îndepărtare a ipotezei emise de realitatea geologică, mărind inutil volumul de muncă.

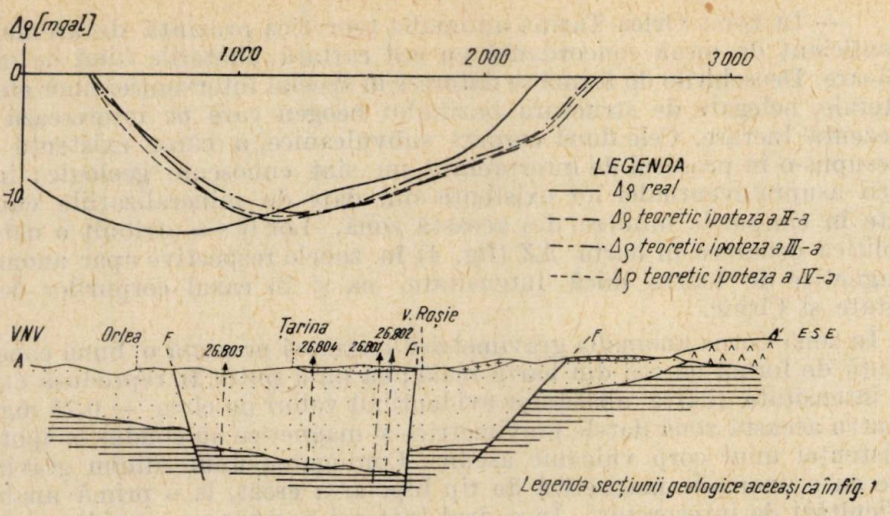

Δg[mgal]
1000
2000
3000
0
-1,0
LEGENDA
Δg real
Δg teoretic ipoteza a II-a
Δg teoretic ipoteza a III-a
Δg teoretic ipoteza a IV-a
VNV
A
Orlea
F
26.803
Tarina
26.804
26.802
26.801
F1
v. Roșie
F
A'
ESE
Legenda secțiunii geologice aceeași ca în fig. 1

Fig. 14

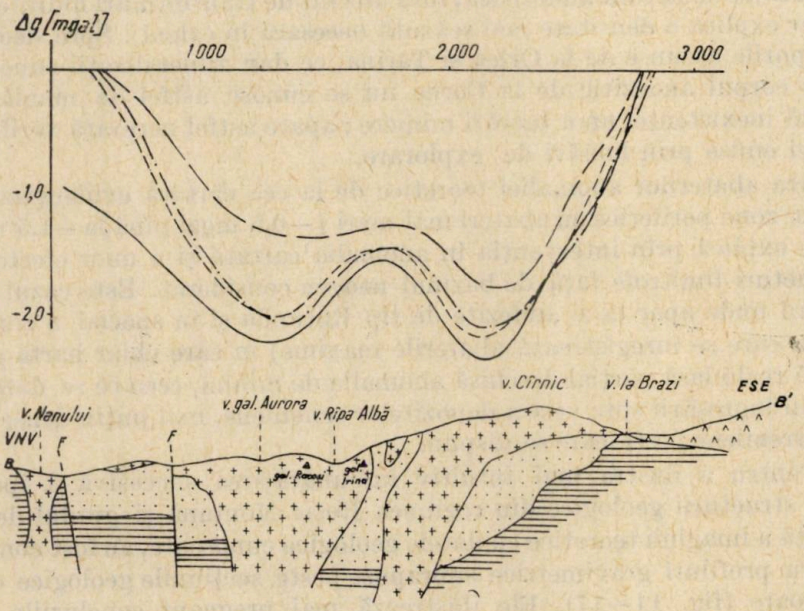

Δg[mgal]
1000
2000
3000
-1,0
-2,0
v. Cîrnic
v. la Brazi
ESE
B'
v. Nanului
v. gal. Aurora
v. Ripa Albă
VNV
B
F
F
Irina

Fig. 15

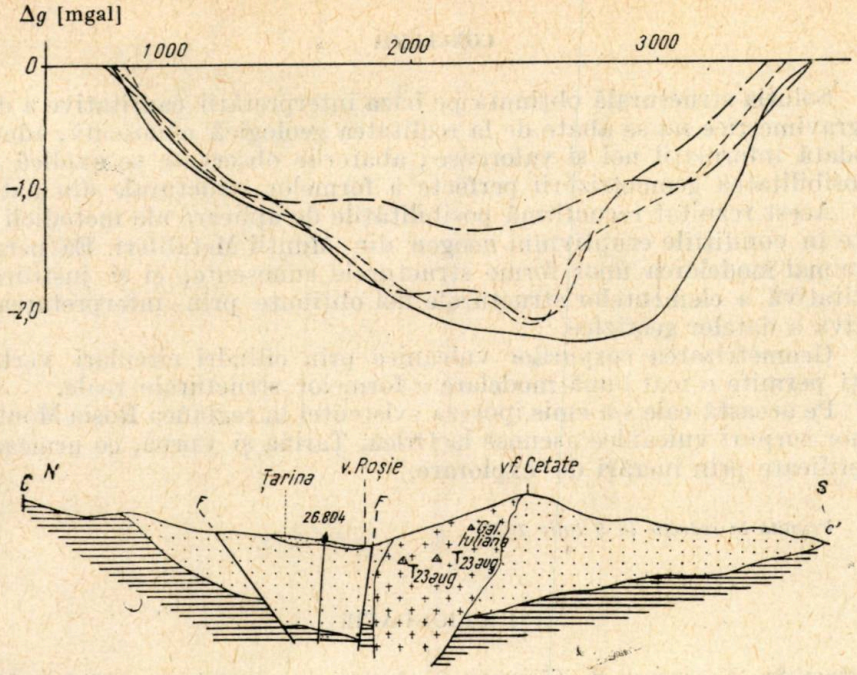

Δg [mgal]
1000
2000
3000
0
-1,0
-2,0
C
N
Ţarina
v. Roşie
vf. Cetate
S
C'
F
F
26.804
Gal. Iuliana
T23aug
T23aug

Fig. 16

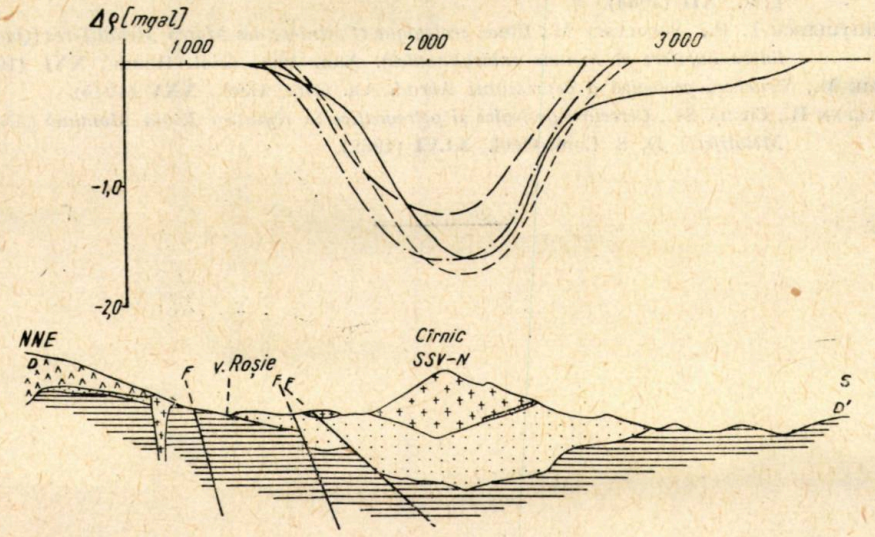

Δg [mgal]
1000
2000
3000
-1,0
-2,0
NNE
D
F
v. Roşie
F
F
Cîrnic
SSV-N
S
D'

Fig. 17

CONCLUZII

Soluţia structurală obţinută pe baza interpretării cantitative a datelor gravimetrice nu se abate de la realitatea geologică cunoscută, aducînd totodată informaţii noi şi valoroase ; abaterile observate se explică prin imposibilitatea geometrizării perfecte a formelor structurale din natură.

Acest rezultat reconfirmă posibilităţile de aplicare ale metodicii utilizate în condiţiile eruptivului neogen din Munţii Metaliferi. Ea permite nu numai modelarea unor forme structurale cunoscute, ci şi justificarea cantitativă a elementelor structurale noi obţinute prin interpretarea calitativă a datelor geofizice.

Geometrizarea corpurilor vulcanice prin cilindri circulari verticali finiţi permite o mai bună modelare a formelor structurale reale.

Pe această cale s-a emis ipoteza existenţei în regiunea Roşia Montană a unor corpuri vulcanice ascunse la Orlea, Ţarina şi Corna, ce urmează a fi verificate prin lucrări de explorare.

Primită la redacţie la 9 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Şt., Gavrilescu B., Căruţaşu O., *Lucrări de recunoaştere magnetică în Munţii Apuseni*. Probl. geofiz., **II** (1963).
2. Botezatu R. şi colab., *Aperçu sur l'applicabilité de la prospection gravimétrique à l'étude des structures éruptives néogènes en Roumanie*. Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Série Géophys., *2* (1966).
3. Botezatu R., Calotă F., Calotă C., Andrei J., *O cale de interpretare a anomaliilor gravimetrice produse de neckuri andezitice din Munţii Metaliferi*. Bul. Inst. petrol, gaze, geol., **XII** (1964).
4. Ghiţulescu T. P., Socolescu M., *Etude géologique et minière des Monts Metallifères (Quadrilatère aurifère et regions environnantes)*. Ann. Inst. Géol. Roum., **XXI** (1941).
5. Ilie M., *Structura geologică a depresiunii Abrud*. An. Com. Geol., **XXV** (1945).
6. Ştefan R., Cosma St., *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Roşia Montană (Munţii Metaliferi)*. D. S. Com. Geol., **XLVI** (1962).

SEISMOSONDAJUL SPAȚIAL DE REFRACȚIE

DE

ROBERT BLUM și VASILE CHIȘCAN

Intreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Coralilor nr. 20

În practica lucrărilor de prospecțiune seismică prin metoda undelor refractate, se pune deseori problema stabilirii parametrilor limitei de refracție în puncte discrete ale suprafeței de observație, în special în cazurile cînd din motive metodice sau economice nu este posibilă îndesirea rețelei de profile în anumite sectoare ale regiunii cercetate. Caracterul acestor lucrări, avîndu-se în vedere scopul urmărit, trebuie să fie similar seismosondajelor centrale sau spațiale în metoda undelor reflectate, care cu un volum redus de lucrări permit rezolvarea problemei spațiale locale în condiții morfologice complicate.

Ținîndu-se seama de aceste cerințe și de necesitatea efectuării lucrărilor de refracție în zonele accidentate din Bazinul Transilvaniei și Platforma Moldovenească, s-a elaborat în cadrul I.P.G.G. o metodă de observație și interpretare a sondajelor de refracție, care într-o primă fază s-a aplicat ca o variantă de calcul a corecțiilor pentru variația condițiilor superficiale în S. S. M. [1]) Rezultatele obținute cu această variantă în condițiile foarte variate de relief și constituție a zonei de viteze mici, îndreptățesc dezvoltarea sondajului de refracție ca o metodă de prospecțiune, fie în lucrări de recunoaștere, fie în lucrări de detaliu pentru completarea rețelei de profile.

Sistemul de observație se bazează pe înregistrarea undelor refractate pe dispozitive spațiale, folosindu-se mai multe puncte de împușcare dispuse la azimute diferite și distanțe convenabile.

PREZENTAREA METODEI

În primele sosiri ale seismogramelor înregistrate spațial se obțin unde refractate, care în funcție de distanța la punctul de împușcare se referă la limite mai mult sau mai puțin adînci din zona punctului de înregistrare (fig. 1).

---

[1]) R. BLUM, V. CHIȘCAN, *Stabilirea unor invarianți ai hodografilor spațiali de refracție și folosirea lor la determinarea corecțiilor S.S.M.* I.P.G.G., 1965.

Admiţîndu-se aproximările uzuale, în cazul mediului bistratificat omogen cu limita plană, se poate demonstra că ecuaţia hodografului de suprafaţă a undelor refractate reprezintă o familie de conice, care nu sînt confocale şi al căror gen este o funcţie de unghiurile i şi φ (i = unghiul

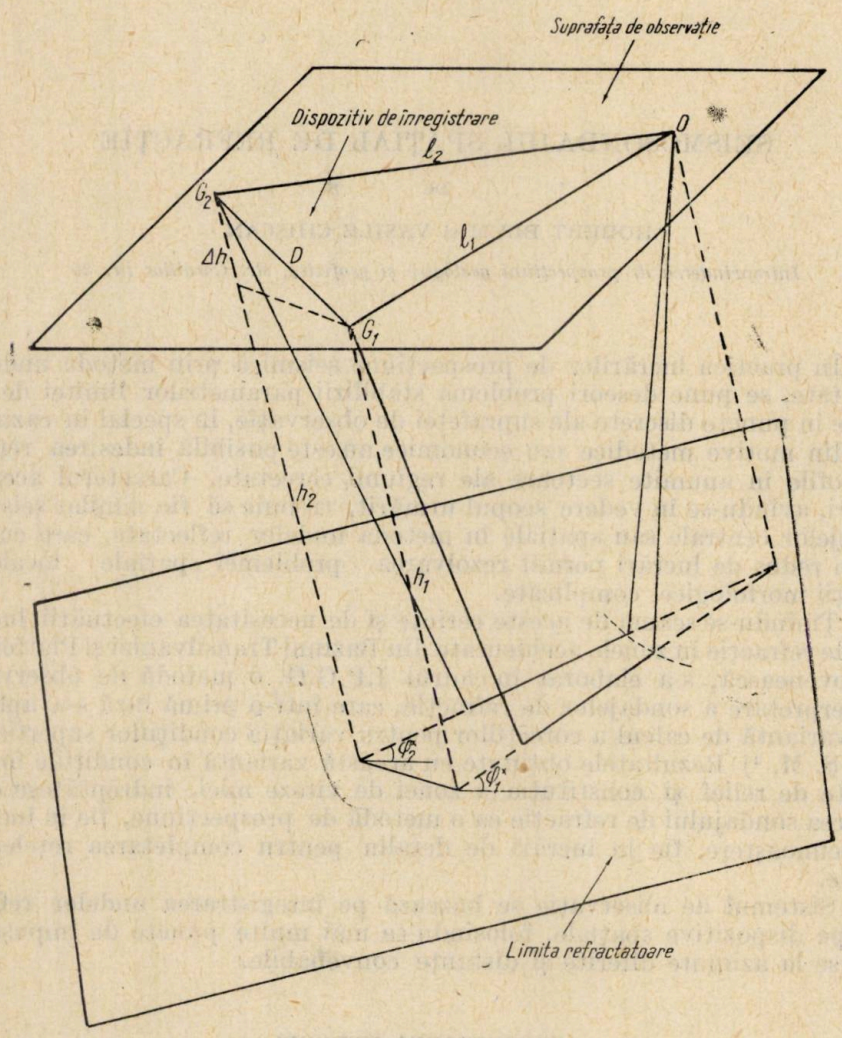


Fig. 1

critic, φ = înclinarea liniei de cea mai mare pantă a limitei). Considerînd pentru simplitate axele de coordonate orientate după linia de cea mai mare pantă şi după direcţia limitei de refracţie (fig. 2), ecuaţia hodografului de suprafaţă a undelor refractate poate fi scrisă sub forma generală

$$Ax^2 + Cy^2 + 2Dx + F = 0, \qquad (1)$$

sau sub forma canonică

$$\frac{\left(x-\frac{D}{A}\right)^2}{\frac{1}{A}\left(\frac{D^2}{A}-F\right)}+\frac{y^2}{\frac{1}{C}\left(\frac{D^2}{A}-F\right)}=1, \tag{2}$$

în care :

$$A=\sin^2 i-\sin^2\varphi,\ C=\sin^2 i,\ D=FV\ (t-t_0),$$
$$F=-V^2\ (t-t_o),$$

t fiind timpul observat și $t_o=2h\dfrac{\cos i}{V_1}$.

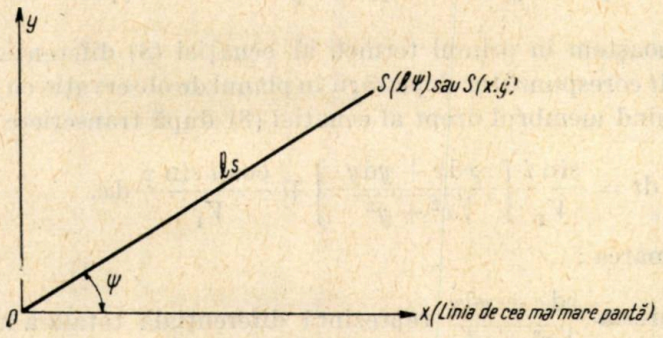


Fig. 2

Explicitînd coeficienții din (1), adăugînd și scăzînd mărimea $x^2\cos^2 i\sin^2 i$, ecuația hodografului de suprafață a undelor refractate poate fi scrisă sub forma

$$x^2\ \sin^2 i\ \cos^2 i+y^2\ \sin^2 i-[V_1\ (t-t_0)\pm x\cos i\ \sin\ \varphi]^2=0. \tag{3}$$

Admițîndu-se $\cos\varphi\cong 1$ pentru $\varphi\leqslant 20°$—aproximare în general admisă în lucrările de refracție — ecuația (3) devine

$$(x^2+y^2)\ \sin^2 i=[V_1(t-t_0)\pm x\cos i\ \sin\ \varphi]^2 \tag{4}$$

sau

$$t=t_0+\frac{\sqrt{x^2+y^2}\ \sin i}{V_1}\mp\frac{x\cos i\sin\varphi}{V_1}, \tag{5}$$

în care $\sqrt{x^2+y^2}=l$ reprezintă distanța între geofon și punctul de împușcare.

Dacă în ecuația (5) se dau lui t valori constante, rezultă ecuațiile carteziene ale izocronelor, adică cîmpul de timp al undelor refractate.

După aplicarea operatorului lui Hamilton, ecuaţia (5) devine

$$\nabla(t) = \left(\frac{x \sin i}{V_1\sqrt{x^2+y^2}} \mp \frac{\cos i \sin\varphi}{V_1}\right)\bar{i} + \frac{y \sin i}{V_1\sqrt{x^2+y^2}}\bar{j}. \tag{6}$$

Determinînd modulul şi direcţia gradientului acestui cîmp, se constată dependenţa acestora de punctul de înregistrare, dependenţă care în această formă nu permite folosirea caracteristicilor cîmpului de timp în scopul stabilirii parametrilor fizici sau geometrici ai limitei de refracţie.

Înmulţind însă scalar vectorul ∇t cu vectorul

$$d\bar{l} = dx\bar{i} + dy\bar{j} \tag{7}$$

găsim

$$\nabla t d\bar{l} = \frac{x \sin i}{V_1\sqrt{x^2+y^2}}dx + \frac{y \sin i}{V_1\sqrt{x^2+y^2}}dy \mp \frac{\cos i \sin\varphi}{V_1}dx. \tag{8}$$

Recunoaştem în primul termen al ecuaţiei (8) diferenţiala totală a lui t adică dt corespunzător deplasării în planul de observaţie cu mărimea $d\bar{l}$.

Analizînd membrul drept al ecuaţiei (8) după transcriere

$$dt = \frac{\sin i}{V_1}\left[\frac{x dx + y dy}{\sqrt{x^2+y^2}}\right] \mp \frac{\cos i \sin\varphi}{V_1}dx, \tag{9}$$

se poate remarca :

a) expresia $\dfrac{x dx + y dy}{\sqrt{x^2+y^2}}$ reprezintă diferenţiala totală a lui l

b) factorul $\dfrac{\sin i}{V_1}$ reprezintă inversul mărimii vitezei de limită V_l.

Ţinînd seama de aceste remarci, expresia (9) se poate scrie

$$dt = \frac{dl}{V_l} \mp \frac{\cos i \sin\varphi}{V_1}dx, \tag{9'}$$

sau trecînd la diferenţe finite

$$\Delta t = \frac{\Delta l}{V_l} \mp \frac{\cos i \sin\varphi}{V_1}\Delta x. \tag{9''}$$

Această relaţie este foarte importantă şi pe ea se bazează metoda sondajelor spaţiale de refracţie. De aceea o vom analiza mai în amănunt.

Să presupunem că în urma efectuării mai multor explozii în puncte diferite apar la suprafaţă cîmpuri de timp, care pot avea aspectul din figura 3. Observăm că oricare ar fi punctul de împuşcare, mărimea lui Δx rămîne constantă pentru o direcţie dată de înregistrare. Ea reprezintă proiecţia dispozitivului pe linia de cea mai mare pantă a limitei de refracţie din zona dispozitivului de înregistrare, care în cazul unei limite plane

este aceeași pentru toate sondele. De asemenea, dat fiind că mărimile i, φ și V_1 sînt constante, rezultă că termenul al doilea din membrul drept al ecuației (9″) este un invariant care pentru o pereche dată de geofoni nu

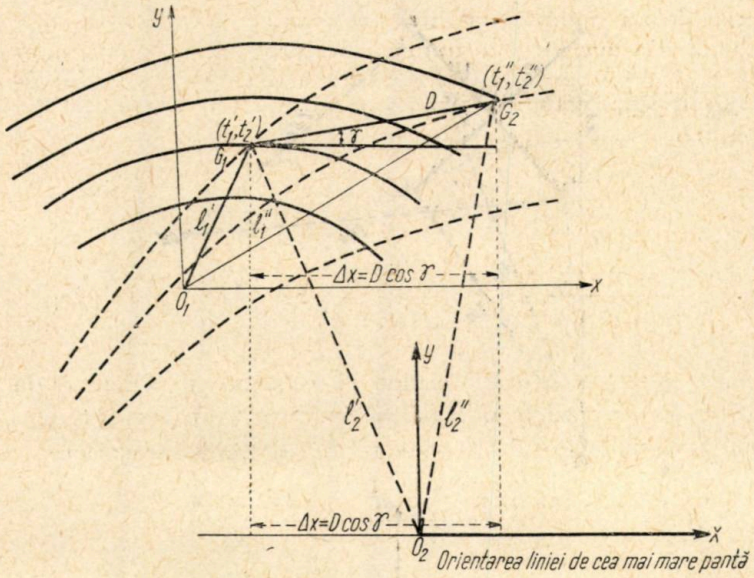


Fig. 3

depinde de poziția punctului de împușcare. Notăm acest invariant prin

$$m = \frac{\cos i \sin \varphi}{V_1} \Delta x. \tag{10}$$

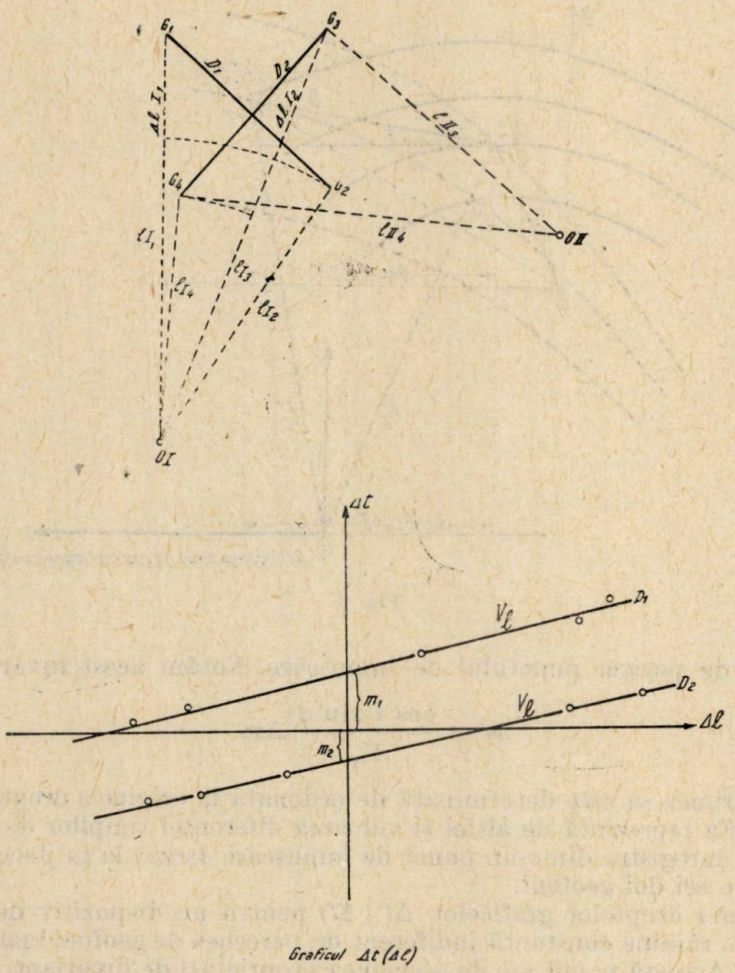
Mărimea sa este determinată de ordonata la origine a dreptei $\Delta t(\Delta l)$ (fig. 4). Ea reprezintă de altfel și valoarea diferenței timpilor de refracție care s-ar înregistra dintr-un punct de împușcare așezat la mijlocul distanței dintre cei doi geofoni.

Panta dreptelor graficelor Δt (Δl) pentru un dispozitiv de înregistrare dat, rămîne constantă indiferent de perechea de geofoni luată în considerare. Această pantă are de asemenea proprietăți de invariant, deoarece este independentă de poziția în plan a punctelor de împușcare, precum și de direcția de înregistrare. Ea rămîne aceeași, chiar dacă se folosește numai un singur punct de împușcare și se consideră diferențele de timp de la diverși geofoni ai dispozitivului. Acest invariant pe care-l notăm V_t reprezintă numeric mărimea vitezei de limită la orizontul refractator.

Considerînd un dispozitiv de înregistrare în formă de cruce, mărimile Δx, corespunzătoare proiecțiilor brațelor dispozitivului pe linia de cea mai mare pantă, vor fi diferite în funcție de azimut. Graficele Δt (Δl) a două perechi de geofoni ale acestor direcții vor reprezenta, prin urmare, drepte cu aceeași pantă dar cu ordonate diferite la origine (pentru cazurile $\varphi \neq 0$).

Să analizăm mai în amănunt ce reprezintă ordonata la origine. Din figura 3 observăm relaţia

$$\Delta x = D \cos \gamma \tag{11}$$



Graficul $\Delta t(\Delta l)$

Fig. 4

care înlocuită în (9″) conduce la

$$\Delta t = \frac{\Delta l}{V_i} \mp \frac{\cos i \sin \varphi \cos \gamma}{V_1} D, \tag{9‴}$$

în care

$$m = \frac{\cos i \sin \varphi \cos \gamma}{V_1} D. \tag{12}$$

Notînd cu φ_D înclinarea aparentă a limitei de refracție pe direcția dispozitivului D, relația între φ și φ_D este

$$\sin \varphi_D = \sin \varphi \cos \gamma. \tag{13}$$

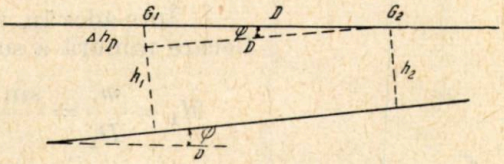


Fig. 5.

Din figura 5 se vede că mărimea $D \sin \varphi_D$ reprezintă diferența normalelor la limita (Δh_D) și constituie o măsură a înclinării limitei pe direcția D. Cu această observație (9''') devine :

$$\Delta t = \frac{\Delta l}{V_l} \mp \frac{\Delta h_D \cos i}{V_1}. \tag{9^{IV}}$$

Constatăm deci că prin construirea graficelor Δt (Δl) avem posibilitatea să stabilim proprietăți importante ale hodografilor spațiali ai undelor refractate, cu ajutorul cărora vor putea fi determinate elemente spațiale ale limitelor refractatoare. Aceste grafice se pot folosi în practică fie în varianta determinării corecțiilor în cadrul lucrărilor S. S. M. prin interpretarea primelor ruperi ale seismogramelor de reflecție, fie pentru determinarea parametrilor limitelor refractatoare, adică viteza de limită, direcția liniei de cea mai mare pantă, mărimea unghiului de înclinare și adîncimea limitei refractatoare sub punctul de înregistrare.

Deoarece folosirea proprietăților amintite pentru stabilirea corecțiilor S. S. M. a fost tratată în mod detaliat, într-o lucrare precedentă[2]) nu vom mai relua această problemă. În continuare vom discuta numai posibilitățile folosirii acestor proprietăți intrinseci ale hodografilor spațiali de refracție la determinarea parametrilor geometrici ai limitelor refractatoare.

1. *Determinarea înclinării și direcției liniei de cea mai mare pantă.* Dacă un sondaj de refracție este înregistrat din mai multe puncte de împușcare dispuse pe diferite azimute în jurul său, putem determina din graficul Δt (Δl) — graficul diferențelor de timp măsurate la doi geofoni oarecare în funcție de diferența de distanță a lor față de diferitele puncte de împușcare — viteza de limită V_l și valorile m pentru fiecare ramură a sa. Aceste valori, după cum s-a arătat în formula (12), reprezintă la o anumită scară o măsură a înclinării limitei pe direcția respectivă.

Ordonata la origine m depinde de lungimea dispozitivului respectiv de distanță D dintre geofonii considerați. De aceea este util să se folosească o mărime care să se refere la un dispozitiv unitar. Această mărime este

$$M_i = \frac{m_i}{D} = \frac{\sin \varphi \cos i \cos \gamma_1}{V_1}. \tag{12'}$$

[2]) R. BLUM, V. CHIȘCAN, *op. cit.*

Prin compunerea după regula gradientului a mărimilor M_i pe ramurile sondajului, găsim orientarea liniei de cea mai mare pantă care este independentă de valoarea vitezei în mediul acoperitor (fig. 6). Modulul acestui vector este proporţional cu înclinarea limitei de refracţie.

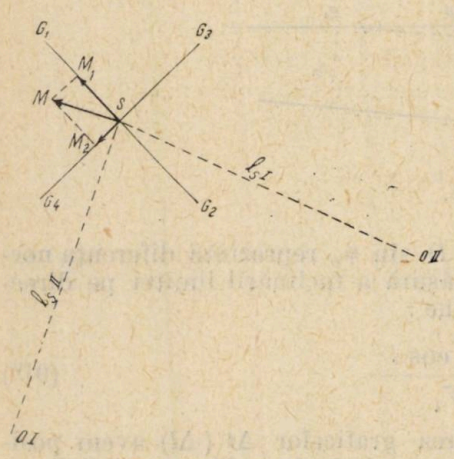


Fig. 6

Într-adevăr, valorile M pentru fiecare ramură a sondajului

$$M_1 = \frac{m_1}{D_1} = \frac{\sin \varphi \cos i}{V_1} \cos \gamma_1$$

$$M_2 = \frac{m_2}{D_2} = \frac{\sin \varphi \cos i}{V_1} \cos \gamma_2$$

se deosebesc între ele numai datorită valorii unghiurilor γ_1 şi γ_2, pe care le fac ramurile respective cu direcţia liniei de cea mai mare pantă. Acest lucru se poate exprima :

$$M_1 = M \cos \gamma_1 \qquad (14)$$

$$M_2 = M \cos \gamma_2$$

unde

$$M = \frac{\sin \varphi \cos i}{V_1} \qquad (15)$$

reprezintă modulul vectorului rezultant care este orientat pe direcţia înclinării maxime a limitei de refracţie.

Înclinarea poate fi calculată din

$$\sin \varphi = \frac{MV_1}{\cos i} . \qquad (16)$$

Controlul planeităţii limitei de refracţie în zona dispozitivului de refracţie poate fi efectuat prin reprezentarea grafică a funcţiei $m_i(D)$, care este o dreaptă cu panta M_i.

2. *Determinarea adîncimii şi migraţiei elementului de refracţie.* Scriind expresia timpului înregistrat la geofonul central al sondajului, conform ecuaţiei (5) în care înlocuim

$$\sqrt{x^2 + y^2} = l_s \text{ şi } x = l_s \cos \psi,$$

unde $l_s = \overline{OS}$ este distanţa între geofonul central şi punctul de împuşcare, iar ψ unghiul direcţiei OS faţă de linia de cea mai mare pantă, obţinem :

$$t_s = t_0 + \frac{l_s}{V_i} \pm \frac{l_s \sin \varphi \cos i \cos \psi}{V_1}, \qquad (17)$$

în care semnele + și — sînt schimbate între ele pentru ca mărimea t_o să se refere la punctul de recepție și nu la punctul de împușcare, cum se face în mod obișnuit. Introducînd în această relație valoarea M

$$t_o = t_s - \frac{l_s}{V_l} \mp l_s M \cos \psi, \qquad (17')$$

se obsearvă că $M \cos \psi$ reprezintă proiecția vectorului M pe direcția $\overline{OS}$, care se poate măsura grafic. Notînd această proiectare M_ψ vom transcrie relația (17) sub forma

$$t_o = t_s - \frac{l_s}{V_l}(1 \pm V_l \, M_\psi). \qquad (17'')$$

Media valorilor t_o calculate pentru fiecare direcție de împușcare introdusă în formula cunoscută

$$h = \frac{V_1 \, t_o}{2 \cos i},$$

duce la obținerea adîncimii limitei de refracție.

În scopul reprezentării în plan a parametrilor calculați, se poate folosi procedeul planurilor cu vectori. Pentru aceasta se calculează adîncimea pe verticală $z = h \cos \varphi$ și migrația $d = h \sin \varphi$. În continuare, pentru reprezentarea elementelor geometrice ale suprafeței de refracție, se procedează similar ca în metoda S. S. M.

3. *Corecții.* Introducerea corecțiilor este necesară abia după faza de construire a graficelor Δt (Δl), cu alte cuvinte nu se corectează timpii citiți pe seismogramă, deoarece, după cum s-a arătat, panta dreptei $\Delta t(\Delta l)$ constituie un invariant pentru o pereche dată de geofoni, indiferent de cota geofonilor și a punctelor de împușcare.

Pentru stabilirea azimutului liniei de cea mai mare pantă, la compunere conform figurii 6 trebuie să reducem valorile m la un plan de referință orizontal. Deci, asupra valorilor m vom introduce corecții de relief și Z. V. M.

În stabilirea valorii t_0 sînt suficiente corecțiile de relief.

În scopul eliminării corecțiilor de relief pentru valorile m se pot folosi dispozitive neliniare, care să urmărească de exemplu curba de nivel, deoarece pentru construirea graficelor $\Delta t(\Delta l)$ se consideră o pereche de geofoni care înregistrează unda de la diferitele puncte de împușcare, indiferent de forma dispozitivului. Această proprietate mărește foarte mult suplețea metodei dîndu-i o adaptabilitate foarte mare la condiții variate de teren.

CONCLUZII

Metoda seismosondajului spațial de refracție (S.S.R.) mărește sfera de aplicabilitate a prospecțiunii cu ajutorul undelor refractate. La fel ca S.S.M.-ul în metoda undelor reflectate, S.S.R. oferă metodei undelor refractate suplețea necesară pentru atacarea zonelor complicate, în care prospecțiunea cu procedee clasice s-a lovit de greutăți metodice, tehnice sau economice.

Hodograful spaţial de refracţie oferă posibilităţi practice de folosire în scopul determinării parametrilor fizico-geometrici ai limitelor refractatoare. În baza principiilor stabilite, procesul de interpretare este relativ simplu şi se caracterizează aproape exclusiv prin determinări grafice uşor de executat. Tehnica lucrărilor de teren se va baza pe înregistrările undelor refractate de la mai multe puncte de împuşcare, pe dispozitive spaţiale cu 2—3 direcţii, similar S.S.M., în metoda de reflexie.

Metoda seismosondajului spaţial de refracţie este o metodă independentă şi este aplicabilă ca atare. Prin posibilităţile ei de determinare şi control a parametrilor fizici şi geometrici, cu un volum redus de lucrări credem că poate fi folosită cu succes pentru lucrări de refracţie de mare adîncime. Metoda se pretează a fi folosită fie în lucrări de recunoaştere, fie în lucrări de detaliu, pentru completarea reţelei de profile.

Primită la redacţie la 5 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. A. G. Bogdanov, *Interpretarea hodografilor seismici.* Gostoptehizdat, Moscova, 1960.
2. G. A. Gamburţev, *Metoda de corelare a undelor refractate K.M.P.V.* Edit. Acad. Ştiinţ U.R.S.S., Moscova, 1952.
3. B. D. Zavialov, E. N. Stolariova, *Metoda seismosondajului spaţial de masă S.S.M.* Priclad geofiz., **17** (1957).

CONTRIBUȚII ALE PROSPECȚIUNII SEISMICE DE REFLECȚIE LA CREAREA UNEI IMAGINI TECTONICE ÎN ZONA CENTRALĂ A PLATFORMEI MOESICE

DE

C. BURCEA, I. CORNEA, GR. ȚUGUI, L. TOMESCU (II), E. IONESCU, M. TRÎMBIȚAȘ, I. LEAFU, V. DUMITRESCU, A. BRAȘOVEANU, V. SIPOȘ, F. LEAFU, M. MĂRĂȘESCU și E. CAZAN

Intreprinderea de prospecțiuni geologice și geografice Str. Coralilor nr. 20

Depozitele cuaternare, care acoperă în cea mai mare parte Platforma Moesică, nu au permis decît efectuarea unui număr redus de studii geologice de suprafață.

Pînă în urmă cu 15 ani cunoștințele asupra alcătuirii geologice a Platformei Moesice se limitau la observațiile făcute în deschiderile naturale din Dobrogea de sud și la informațiile obținute din cele cîteva sondaje, nu prea adînci, săpate pentru apă în Cîmpia Română. Pe baza acestor date s-a considerat că platforma este alcătuită dintr-un fundament hercinic, acoperit transgresiv de formațiunile calcaroase ale jurasicului superior și cretacicului, peste care se dispun, de asemenea transgresiv, depozitele terțiare. Această concepție, precum și lipsa unor indicații directe de hidrocarburi, au făcut ca în trecut să nu se acorde o atenție deosebită acestei unități geologice, din punctul de vedere al perspectivelor pentru țiței și gaze.

După 1951, cînd în R. P. Bulgaria, în apropierea granței cu țara noastră s-a descoperit un zăcămînt de țiței cantonat în cretacicul inferior, Platforma Moesică a devenit un obiectiv principal pentru prospecțiunile geofizice și forajul de explorare.

Încă de la executarea primelor profile seismice regionale, de direcție nord-sud, s-a constatat că sedimentarul este mult mai gros (minimum 5 000 m) decît se presupunea, fapt care a dus la concluzia că în afară de jurasicul superior, cretacic și terțiar, trebuie să existe și depozite mai vechi, triasice și paleozoice. Totodată s-a constatat că structura formațiunilor preterțiare nu apare ca un simplu monoclin, ci prezintă o serie de complicații sub formă de ondulațiuni, falii etc.

Lucrările magnetometrice [4] au permis o raionare structurală a fundamentului cristalin. Harta anomaliei ΔZ pune în evidență un sector

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P. 347 — 353 BUCUREȘTI 1966

nordic, cu fundament precambrian mai nou (baikalian) şi unul sudic, cu fundament vechi (arhaic-karelian).

Harta gravimetrică Bouguer [4] evidenţiază destul de bine marginea nordică a platformei. Astfel, plecînd din zona de minim regional, corespunzătoare Depresiunii Precarpatice, spre sud, se constată o creştere continuă a cîmpului gravitaţional, după un gradient uniform, pînă în dreptul liniei care marchează marginea nordică a platformei. De aici spre sud cîmpul gravitaţional continuă să crească dar cu un gradient mai redus şi fără caracter de uniformitate.

Lucrările gravimetrice au evidenţiat totodată o serie de fracturi de ordinul I, caracterizate prin întinderi regionale şi foarte adînci în scoarţă, ca aceea care separă cele două sectoare ale fundamentului Platformei Moesice şi fracturi de ordinul II şi III, care definesc tectonica sectoarelor majore din fundament.

Rezultate interesante au furnizat pentru zona de platformă şi lucrările electrometrice[1]), care indică pentru terţiar o subţiere treptată a depozitelor spre sud. În mezozoic au fost puse în evidenţă cîteva zone de ridicare situate în jumătatea sudică a platformei. Comparaţia cu datele de foraj duce însă la concluzia că orizontul electric nu se situează permanent la acelaşi reper stratigrafic. Spre exemplu, pe un profil de direcţie nord-sud, situat în zona centrală a platformei, în partea sudică, orizontul electric se plasează undeva în cretacicul inferior, ca apoi spre nord să se plaseze la nivele mult inferioare : jurasic, triasic şi chiar fundament cristalin. Explicaţia este dată pe baza variaţiei proprietăţilor electrice ale sedimentarului în legătură cu variaţiuni de facies, variaţiuni în saturaţie în ape şi în gradul lor de mineralizare.

Rezultatele prospecţiunilor seismice efectuate pînă în 1963 au fost sintetizate de către un colectiv al Intreprinderii de prospecţiuni geologice şi geofizice în lucrarea [1] prezentată la Simposionul de prospecţiuni geofizice şi fizica scoarţei globului în R.P.R., din iulie 1964. Studiul seismic complex efectuat între Olt şi Buzău a adus o serie de contribuţii la interpretarea măsurătorilor seismice executate în această zonă şi a condus la descifrarea structurii geologice a acestui sector din Platforma Moesică.

Hărţile construite la suprafaţa cretacicului şi la un nivel din jurasic au creat o imagine structurală complexă asupra formaţiunilor mezocainozoice, arătînd relaţiile dintre diferitele cîmpuri de fracturi evidenţiate. În ceea ce priveşte descifrarea structurii formaţiunilor triasice şi paleozoice, lucrarea menţionată a adus informaţii mai puţine, insuficiente pentru efectuarea unei scheme structurale, aşa cum s-a făcut la etajele structurale superioare.

În platformă s-au delimitat mai multe zone cu semnificaţie structurală caracteristică şi anume : platforma propriu-zisă, versantul scufundat al platformei şi zona de cedare a ei. În nord, trecerea către Depresiunea Precarpatică se face prin intermediul unei importante fracturi.

Lucrarea susmenţionată a constituit o primă etapă în interpretarea informaţiilor seismice în scopul descifrării structurii geologice a Platformei Moesice.

---

[1]) I. L. GEO (I.C.P.G.), *Sinteza datelor de prospecţiune seismică şi electrometrică din regiunile de interes petrolifer pe hărţi scara 1 : 100 000.* Tema 123, Bucureşti, 1962.

În studiul de față s-au sintetizat toate rezultatele obținute prin seismică de reflecție referitoare la zona centrală a Platformei Moezice, înglobîndu-se în felul acesta și lucrarea sus-amintită.

ANALIZA MATERIALULUI SEISMIC

În funcție de grosimea și alcătuirea litologică a diferitelor etaje structurale, materialul primar prezintă reflecții numeroase și corelabile pînă la timpi de 6,0—7,0 secunde în nordul zonei și 2,5—3,0 secunde în sud, aducînd în felul acesta informații asupra structurii formațiunilor terțiare și mezozoice.

Prezența în secțiune, pe întreaga zonă, a unor limite cu coeficienți de reflecție mari a creat posibilitatea înregistrării pe seismograme a unor impulsuri cu aspect caracteristic.

Terțiarul, prezent în nordul și centrul teritoriului cercetat, a dat reflecții bune, continue pe distanțe destul de mari, generate în majoritate de limite puțin înclinate.

Limita de discordanță terțiar/preterțiar (Sa/Cr în cea mai mare parte a zonei) a generat o reflecție caracteristică (R_1) care apare sub forma unui impuls cu durată de oscilație de maximum două perioade. Ea apare la timpi mari, de 6,0—6,5 secunde în nord, care descresc treptat către sud, ajungînd la 0,3 secunde; de aici reflecția își pierde aspectul caracteristic, dispărînd apoi către Dunăre, unde cretacicul ajunge aproape de suprafață.

Din cuprinsul formațiunilor cretacice s-au înregistrat mai multe reflecții, continue pe distanțe mari, uneori cu aspect caracteristic. Astfel în jumătatea sudică a zonei cercetate, din formațiunile marnoase ale cretacicului mediu s-a obținut o reflecție care se situează în apropierea limitei Cr_3/Cr_2. Intrarea în calcarele cretacicului mediu este marcată printr-o altă reflecție, care, în special în sud, devine foarte puternică și cu aspect caracteristic.

Contrastul litologic la limita malm/dogger a generat reflecția caracteristică R_2. În unele zone, datorită interferențelor cu undele perturbante, reflecția își pierde aspectul caracteristic, urmărirea ei făcîndu-se cu destul de multă dificultate.

Intrarea în dolomitele triasice (limita Tr_3/Tr_2) este de asemenea marcată de o reflecție puternică cu aspect caracteristic R_3. Aria ei de răspîndire este mai mică decît a reflecțiilor R_1 și R_2, limitîndu-se numai la colțul sud-vestic al teritoriului cercetat. Ca și reflecția R_2, ea este de multe ori interferată de unde perturbante.

Reflecțiile înregistrate sub nivelul Tr_3/Tr_2 se corelează în general pe distanțe scurte, asupra naturii lor existînd încă incertitudini. În legătură cu aceasta trebuie arătat că pe seismograme, în afara reflecțiilor utile, s-au înregistrat și impulsuri multiplu reflectate, care, cu excepția mutiplelor de ordinul I, sînt în general destul de greu de identificat.

Prezența în regiunea cercetată a numeroase discontinuități, ca fracturi, discordanțe etc., a favorizat apariția pe seismograme a numeroase unde difractate. În acest sens trebuie arătat că în cazul orizonturilor

de suprafaţă, separarea şi interpretarea undelor difractate (minimele hodografilor) a fost de un real folos în identificarea şi localizarea accidentelor tectonice. Nu acelaşi lucru se poate spune însă despre reflecţiile de adîncime (R_2, R_3), care datorită interferenţelor cu ramurile depărtate ale hodografului undelor difractate se urmăresc uneori cu multă dificultate.

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DATELOR SEISMICE

Pentru caracterizarea structurii geologice se prezintă două profile I şi II, primul orientat nord-sud (fig. 1), iar celălalt orientat vest-est (fig. 2).

Profilul I începe de la Dunăre şi traversează întreaga zonă de platformă, pînă în Depresiunea Precarpatică.

Secţiunea seismică a acestui profil prezintă mai multe regimuri cu semnificaţie structurală caracteristică şi anume:

a) un regim inferior (etajul structural triasopaleozoic) cu orizonturi reflectatoare avînd înclinări mai accentuate, ce sugerează prezenţa unei mari depresiuni (sinecliză), situată în partea sudică a profilului, şi a unei zone ridicate (antecliză), imediat la nord de aceasta. Remarcăm la nivelul acestui etaj prezenţa a numeroase falii;

b) un regim superior (platforma tînără, mezocainozoică), cu o structură în general monoclinală, afectată de multe fracturi. În etajul structural al platformei tinere se observă mai multe zone:

— O zonă sudică, cu o structură monoclinală, în care formaţiunile mezozoice se afundă către nord pe o pantă tectonică relativ mică, pînă în dreptul faliei F_3 (pragul platformei). Caracteristic pentru această zonă este prezenţa a numeroase fracturi care compartimentează platforma în mai multe blocuri ridicate şi coborîte.

— Apoi formaţiunile mezozoice se scufundă către nord pe o pantă tectonică mare, denivelantă în trepte, pînă la nord de falia F_{14}. Această a doua zonă a fost denumită *Versantul scufundat al Platformei Moesice.*

—În extremitatea nordică formaţiunile mezozoice se scufundă brusc prin intermediul fracturii F_R (zona de cedare a platformei) ce face trecerea la Depresiunea Precarpatică.

Profilul II traversează platforma pe direcţie est-vest, în partea nordică a acesteia. În lungul secţiunii, materialul seismic evidenţiază mai multe culminaţii. Prima, situată în partea vestică a profilului, pare a avea un caracter mai pronunţat. Către est, după o zonă sinclinală strînsă se remarcă o altă culminaţie larg dezvoltată şi de amplitudine mai redusă. În general formaţiunile mezozoice se afundă de la vest spre est, pînă în apropierea faliei F_{14}, care a produs scufundarea cu circa 500 m a blocului estic. De aici ele încep să urce spre est, marcînd o ondulaţie largă, cu flancul vestic mai dezvoltat. Urmează o zonă tectonizată, în care formaţiunile urcă în trepte către est.

Pe baza materialului primar înregistrat s-au întocmit hărţi structurale la cele trei repere caracteristice: R_1, R_2 şi R_3.

Ţinînd seama de faptul că harta întocmită la suprafaţa cretacicului (fig. 3) nu prezintă modificări esenţiale faţă de cea descrisă în lucrarea

prezentată cu doi ani în urmă [1], în cele ce urmează nu vom face decît o descriere sumară a acestei hărți.

Astfel ea evidențiază în primul rînd o afundare treptată a formațiunilor mezozoice spre nord, prin intermediul a numeroase zone de fractură care compartimentează platforma în zone coborîte și ridicate. Se remarcă prezența mai multor cîmpuri de fracturi, dintre care menționăm :

— cîmpurile de fracturi A, B și C, situate aproximativ în centrul perimetrului cercetat. Aliniamentele principale de falii au direcția preferențială est-vest ;

— cîmpul de fracturi D situat în nord-vestul zonei, în care faliile au de asemenea direcția est-vest ;

— cîmpul de fracturi E, care determină în estul teritoriului prospectat o zonă foarte puternic tectonizată.

Dintre dislocațiile cu extindere regională mai menționăm falia F_{13} de direcție est-vest, cu săritură de circa 500 m și falia F_{14} care separă două zone : una puternic tectonizată în est și alta relativ liniștită în vest.

În nordul regiunii cercetate s-a urmărit aproape continuu linia regională de fractură F_R. Aceasta se plasează în zona de cedare a platformei și reprezintă contactul între cele două mari unități structurale : Platforma Moesică și Depresiunea Precarpatică.

Harta structurală la nivelul jurasicului (fig. 4) evidențiază de asemenea afundarea treptată a formațiunilor spre nord, prin intermediul unor zone puternic tectonizate.

Privind în ansamblu distribuția izobatelor se constată că în sudul și centrul teritoriului cercetat ne aflăm în prezența unui regim monoclinal, cu căderi foarte lente de la sud către nord. În colțul sud-vestic se constată și o afundare treptată pe direcția est-vest.

Pe acest fond apar numeroase accidente tectonice dintre care menționăm :

— cîmpul de fracturi A, în care faliile principale F_1 și F_2, de direcție aproximativ est-vest, delimitează un bloc căzut cu 100—200 m ;

— cîmpul de fracturi B, în care se remarcă faliile F_3 și F_4, care de asemenea delimitează un bloc coborît cu circa 200 m ;

— faliile F_{20} și F_{22}, de direcție est-vest, situate în vestul și respectiv sudul cîmpurilor de fracturi amintite, avînd sărituri pînă la 100 m ;

— falia F_{24}, cu săritură de 50—100 m ;

— cîmpul de fracturi G, de direcție aproximativ paralelă cursului Dunării, care determină un bloc ridicat cu circa 200 m.

Toată această zonă situată în sudul și centrul suprafeței cercetate, în care faliile principale și secundare determină un joc de blocuri alternative pe un fond monoclinal, o considerăm ca aparținînd platformei propriu-zise.

În partea nordică a perimetrului cercetat se constată o îndesire a izobatelor, precum și prezența unor accidente tectonice de mare amploare, care determină căderea în trepte a formațiunilor spre nord. În această zonă, pe care o considerăm ca reprezentînd versantul scufundat al Platformei Moesice, remarcăm următoarele accidente tectonice :

— cîmpul de fracturi C, în care falia F_7 delimitează un bloc nordic coborît cu circa 200 m ; în est falia F_{11} determină în nord un bloc ridicat cu aproximativ 100 m ;

— falia F_{10}, situată în nord-vestul regiunii, care reprezintă o treaptă de afundare a formaţiunilor spre nord;

— faliile F_{12} şi F_{13}, situate în estul regiunii, care prezintă o cădere a compartimentului nordic de 200—400 m. În est falia F_{13} îşi inversează sensul, avînd blocul sudic coborît;

— falia F_{14}, de direcţie NV—SE, care separă un bloc estic coborît cu 100—500 m;

— falia F_{15}, care prezintă ridicarea blocului nordic cu circa 100 m.

Falia regionala F_R nu s-a putut trasa la nivelul jurasicului, deoarece reperul caracteristic R_2 nu s-a urmărit în extremitatea nordică a regiunii.

Harta la nivelul dolomitelor triasicului mediu (fig. 5) s-a întocmit numai pentru porţiunea de sud-vest a perimetrului cercetat, în care reflecţia caracteristică R_3 a putut fi urmărită continuu.

Spre deosebire de imaginea prezentată de hărţile întocmite la nivelele superioare, harta la nivelul triasicului, în afara numeroaselor linii de dislocaţie tectonică, evidenţiază o serie de ridicări şi coborîri, unele dintre ele cu amplitudini remarcabile.

Elementele structurale prezintă în general o orientare preferenţială pe direcţia est-vest.

În vestul regiunii remarcăm o structură anticlinală cu amplitudine de peste 600 m, afectată de falii longitudinale şi transversale. Flancul sudic, bine reprezentat, are înclinări mari care conduc la o diferenţă de nivel a axului anticlinal faţă de sinclinalul adiacent de peste 700 m. Flancul nordic, mai puţin clar, este afectat de o falie longitudinală F_{21}, cu un salt de aproximativ 400 m; aceasta determină un bloc nordic coborît. Atît periclinul estic, cît şi cel vestic sînt de asemenea afectate de falii.

În sudul acestei structuri, separat printr-un sinclinal de direcţie NV—SE, se dezvoltă periclinul estic al unui alt anticlinal, al cărui flanc nordic este afectat de un accident tectonic cu săritura de 300—400 m.

În continuarea sud-estică a acestui anticlinal, separată printr-o şa, se găseşte o ridicare puternic faliată. Ea pare a avea doar o dezvoltare locală.

În nord se dezvoltă o largă zonă sinclinală, limitată la nord şi sud de două accidente tectonice de amploare: F_{20} şi F_{21}.

În sudul suprafeţei cercetate se dezvoltă o ridicare majoră a formaţiunilor triasice. Flancul nordic, foarte bine marcat, este afectat de două accidente tectonice puternice: F_{23} şi F_{24}. Primul, de direcţie est-vest, are o săritură de 100 m, determinînd un bloc nordic coborît. Falia F_{24} are în vest aceeaşi direcţie cu F_{23}, ca apoi spre est, după ce traversează zona axială, să capete direcţia NE—SV. Flancul sudic, de asemenea afectat de falii, este mai slab dezvoltat. Ridicarea propriu-zisă, de direcţie generală vest-est, prezintă mai multe culminaţii axiale, separate prin şei sau falii transversale, precum şi unele ramificaţii către sud-est. Amplitudinea structurii variază între 300—700 m.

Mai remarcăm prezenţa în zona centrală a perimetrului cercetat a unor ondulaţii slab conturate, de importanţă secundară.

În afara faliilor amintite harta indică prezenţa a numeroase alte fracturi, dintre care menţionăm:

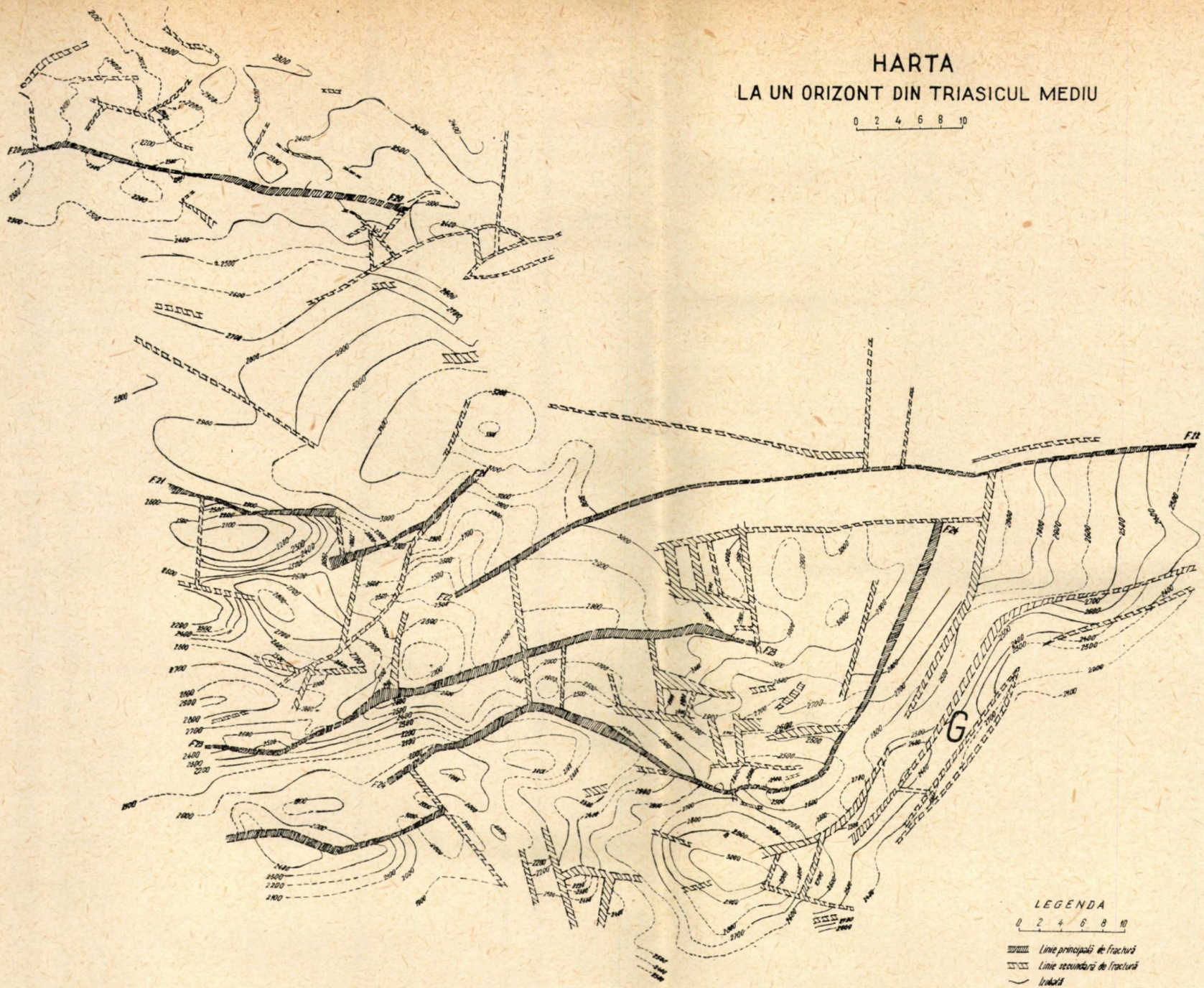
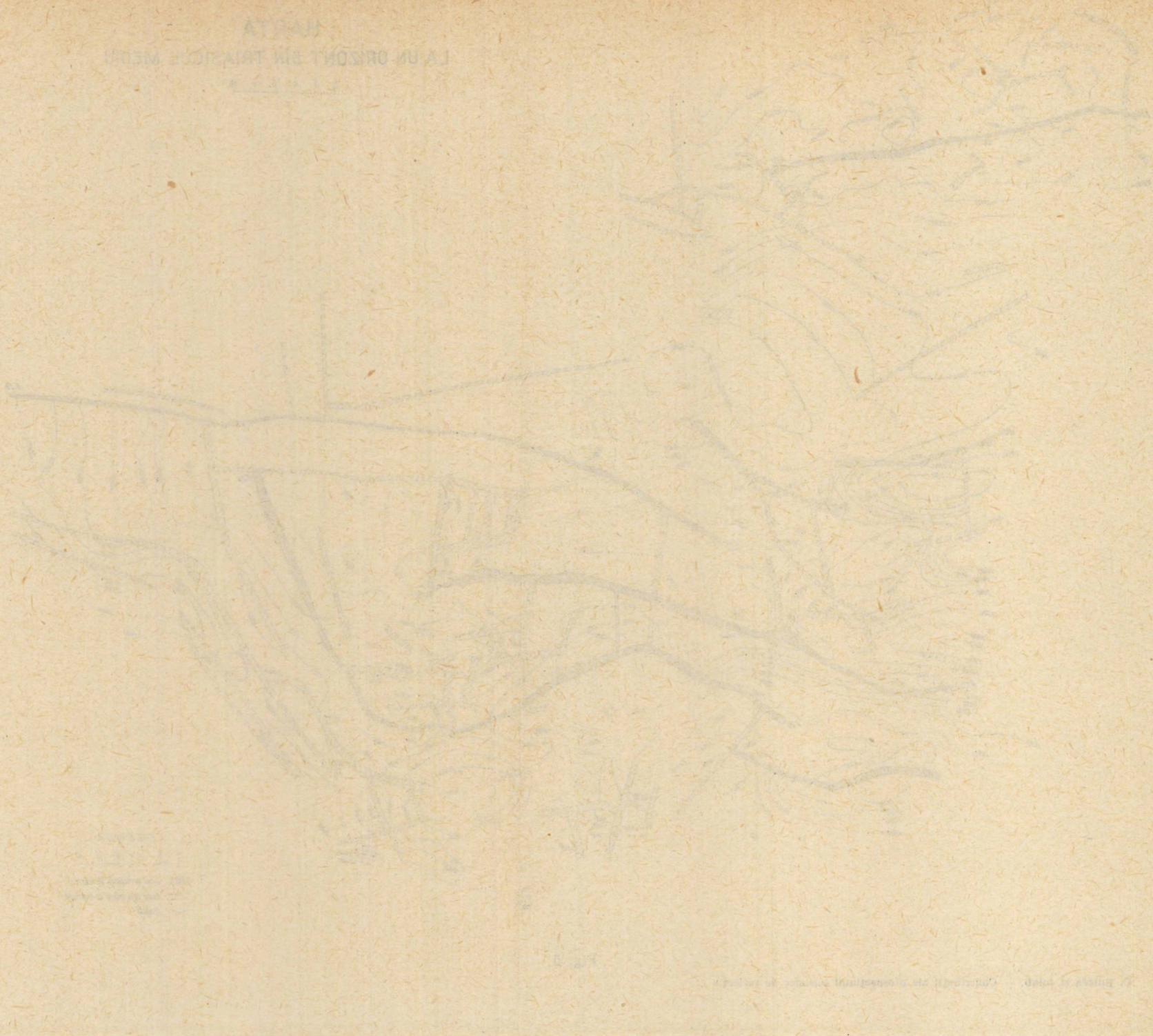

HARTA
LA UN ORIZONT DIN TRIASICUL MEDIU
0 2 4 6 8 10
F11
F12
F13
F14
F21
F22
F23
F24
G
LEGENDA
0 2 4 6 8 10
Linie principală de fractură
Linie secundară de fractură
Izobată

Fig. 5



— falia F_{22}, de direcție vest-est, cu săritură de circa 100 m, care determină o treaptă scufundată spre nord;

— cîmpul de fracturi G, orientat SV—NE, ale cărui falii determină un joc de blocuri alternative.

CONCLUZII

Hărțile structurale întocmite la cele trei nivele indică o imagine complexă a structurii formațiunilor din cretacic, jurasic și triasic.

Punerea în evidență pe baza criteriilor cunoscute (minimele hodografilor de difracție, salturi ale orizonturilor etc.) a numeroase fracturi în cuvertura sedimentară, care delimitează o serie de compartimente căzute și ridicate, s-a dovedit a fi de o deosebită importanță economică și științifică.

Imaginea obținută în harta întocmită la nivelul triasicului este de asemenea de o deosebită importanță pentru descoperirea de eventuale noi rezerve de hidrocarburi. Toate ridicările la nivelul dolomitelor triasice, în ipoteza existenței unui acoperiș protector, realizat de argilele și marnele triasicului superior, sînt zone de deosebit interes petrolifer.

O contribuție însemnată în privința cunoașterii structurii geologice de adîncime o constituie delimitarea platformei și depresiunii în nord. În platformă s-au delimitat: platforma propriu-zisă, versantul ei scufundat și zona de cedare a ei. Trecerea către depresiune se realizează prin intermediul fracturii regionale F_R.

Primită la redacție la 5 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. C. Burcea, I. Cornea și colab., *Contribuții seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moesice între Olt și Buzău.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **3**, *1* (1965).
2. I. Dumitrescu și colab., *Memoire a la carte tectonique de la Roumanie.* An. Comit. Geol. **XXXII** (1962).
3. N. Grigoraș, *Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R.* Edit. tehnică, București, 1961.
4. I. Gavăt, Șt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, S. Stoenescu, I. Vencov, *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetometrice).* St. cerc. geofiz., **I** (1963).
5. N. Pătruț, M. Popescu, C. Teodorescu, M. Molnar, *Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice. Stratigrafie.* Petrol și gaze, *12* (1961).

UNELE OBSERVAȚII LEGATE DE URMĂRIREA ORIZONTULUI SĂRII PRIN MĂSURĂTORI GEOFIZICE ÎN REGIUNEA NV TÎRGU MUREȘ (BAZINUL TRANSILVANIEI)

DE

N. IONESCU și G. ZÎRNOVAN

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Coralilor nr. 20

Cercetările geologice executate în Bazinul Transilvaniei prin cartare de suprafață și foraje de adîncime, au dovedit existența în baza tortonianului a unui orizont cu sare, care are o arie de răspîndire importantă. Grosimea sării, măsurată în sonde, s-a dovedit a fi foarte variabilă, de la cîțiva metri pînă la peste 1 000 m.

Proprietățile fizice ale sării (densitate, rezistivitate, viteză de propagare a undelor elastice) mult diferite de ale celorlalte formațiuni sedimentare, fac ca urmărirea orizontului cu sare să poată fi realizată prin metode de prospecțiune geofizice.

Cunoașterea evoluției formațiunii cu sare este foarte importantă pentru descifrarea tectonicii Bazinului Transilvaniei, deoarece se consideră că tectonica sedimentarului de deasupra sării, de care sînt legate zăcămintele de gaze, este în strînsă legătură cu tectonica sării, majoritatea cutelor fiind de tip brachianticlinal sau dom cu sîmbure de sare diapir în ax.

Regiunea care constituie obiectul lucrării de față se situează la NV de Tg. Mureș, în zona domurilor de NV. Formațiunile geologice care afloreză la zi aparțin în cea mai mare parte sarmațianului; pliocenul se dezvoltă pe o suprafață restrînsă din estul zonei [1]).

Litologic, atît sarmațianul cît și pliocenul sînt alcătuite din alternanțe de marne și nisipuri cu intercalații de tufuri și marno-calcare care apar mai frecvent în sarmațian.

În sonde, s-a întîlnit aceeași succesiune litologică pînă deasupra orizontului cu sare din tortonianul inferior.

Sarea a fost întîlnită în toate sondele care au deschis tortonianul pînă la nivelul rspectiv, dar numai puține din aceste sonde au străbătut complet sarea, furnizînd date despre grosimea ei. Grosimea orizontului sării

---

[1]) D. Solomon, Gh. Mitrea, *Raport final asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Bogata de Mureș—Suplac* I.P.G.G., Rap. geol., 1966.

este foarte variabilă : 4 m în sonda 4501, 52 m în sonda 5 şi 765 m în sonda 6.

În baza tortonianului, sub sare, se găseşte orizontul tufului de Dej care în regiunea de care ne ocupăm se aşază discordant peste mezozoic. Sondele care au interceptat mezozoicul au arătat că este predominant calcaros.

Alternanţele de marne şi nisipuri şi mai ales intercalaţiile de tufuri generează numeroase reflexii, dintre care unele au aspect de înscriere caracteristic (tuful de Dej, suprafaţa sării, tuful de Hădăreni), care se pot urmări pe suprafeţe mari.

În regiunea NV Tg. Mureş s-au executat prospecţiuni prin metodele geofizice cele mai uzuale (seismică, gravimetrie, electrometrie şi magnetometrie). Rezultatele obţinute au fost prezentate în diverse rapoarte sau lucrări de sinteză [2], sub formă de hărţi ale anomaliei Bouguer şi ale derivatei a II-a a gravitaţiei, harta componentei verticale a cîmpului magnetic, harta cu evoluţia parametrului *Js* (electrometrie), secţiuni şi scheme structurale întocmite pe baza datelor seismice.

Harta Bouguer evidenţiază o serie de anomalii pozitive şi negative datorită efectului cumulat al tuturor contrastelor de densitate existente. Prin atenuarea efectului gradientului regional, pe harta derivatei a II-a a gravitaţiei (fig. 1) [2]), se reliefează o serie de anomalii negative dirijate de-a lungul unui ax cu direcţia aproximativă N—S. Aceste anomalii sînt puse pe seama efectului cumulat al contrastului de densitate, creat între sare şi sedimentarul înconjurător şi al contrastului de densitate de acelaşi semn, existent între nisipurile saturate cu gaze şi cele saturate cu apă sărată.

Unii autori [2]) remarcă necesitatea interpretării geologice a acestor anomalii, numai prin corelare cu datele celorlalte măsurători geofizice, precum şi dificultăţile ce se întîmpină la interpretarea cantitativă a măsurătorilor gravimetrice.

Harta cu evoluţia parametrului *Js* (fig. 2) întocmită pe baza rezultatelor prospecţiunii electrometrice[3]) evidenţiază anomaliile pozitive din zonele *A*, *B* şi *C*, interpretate de autori ca zone de ridicare ale sării, separate între ele prin zone în care valoarea izoparametrului *Js* este mai scăzută. Autorii lucrării nu exclud posibilitatea ca zonele anomale pozitive să reprezinte un efect cumulat al ridicării sării şi al îngroşării ei în apexul structurilor [2]. Necunoaşterea evoluţiei grosimii sării în suprafaţă face imposibilă separarea celor două efecte şi precizarea zonelor de ridicare care interesează în cunoaşterea tectonicii formaţiunii cu gaze.

Harta componentei verticale a cîmpului magnetic[4]) reprezintă, după autori, efectul apropierii sau depărtării de suprafaţă a cristalinului.

---

[2]) * * * *Reinterpretarea datelor geofizice din Bazinul Transilvaniei.* M.I.P.C.—T.E.G., Tema 104, Bucureşti, 1960.

[3]) D. Ionescu, I. Stănculescu, I. Mihalache, *Raport final asupra lucrărilor de prospecţiuni electrometrice prin metoda emiţătorilor încrucişaţi în Bazinul Transilvaniei.* I.P.G.G., Rap. geofiz. nr. 533, 1965.

[4]) Tr. Băcioiu, Ecat. Băcioiu, *Raport final asupra prospecţiunilor gravimetrice şi magnetometrice din NE Bazinul Transilvaniei.* I.P.G.G., Rap. geofiz. nr. 507, 1964.

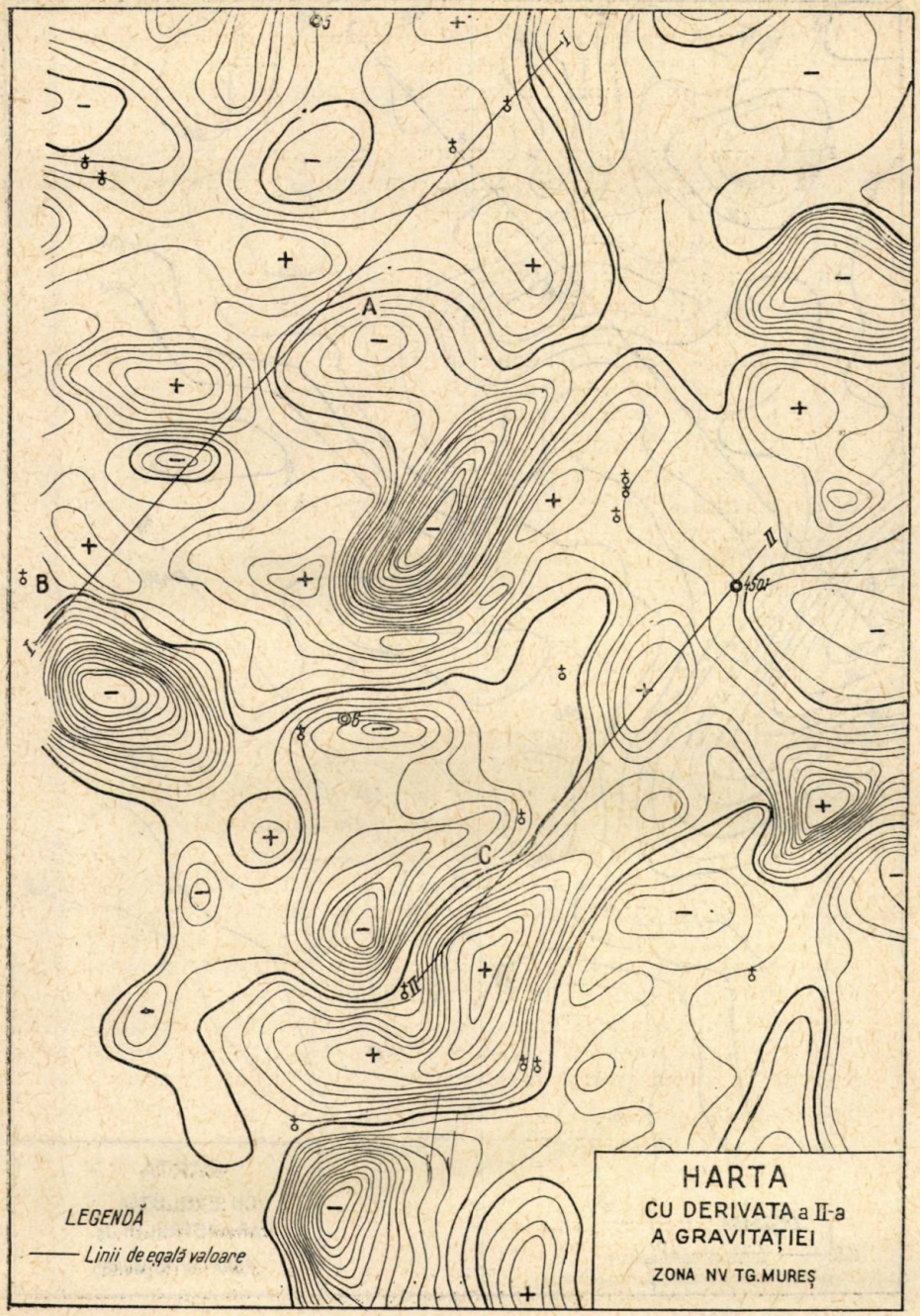

A
B
C
I
II
HARTA
CU DERIVATA a II-a
A GRAVITAȚIEI
ZONA NV TG.MUREȘ
LEGENDĂ
Linii de egală valoare

Fig. 1

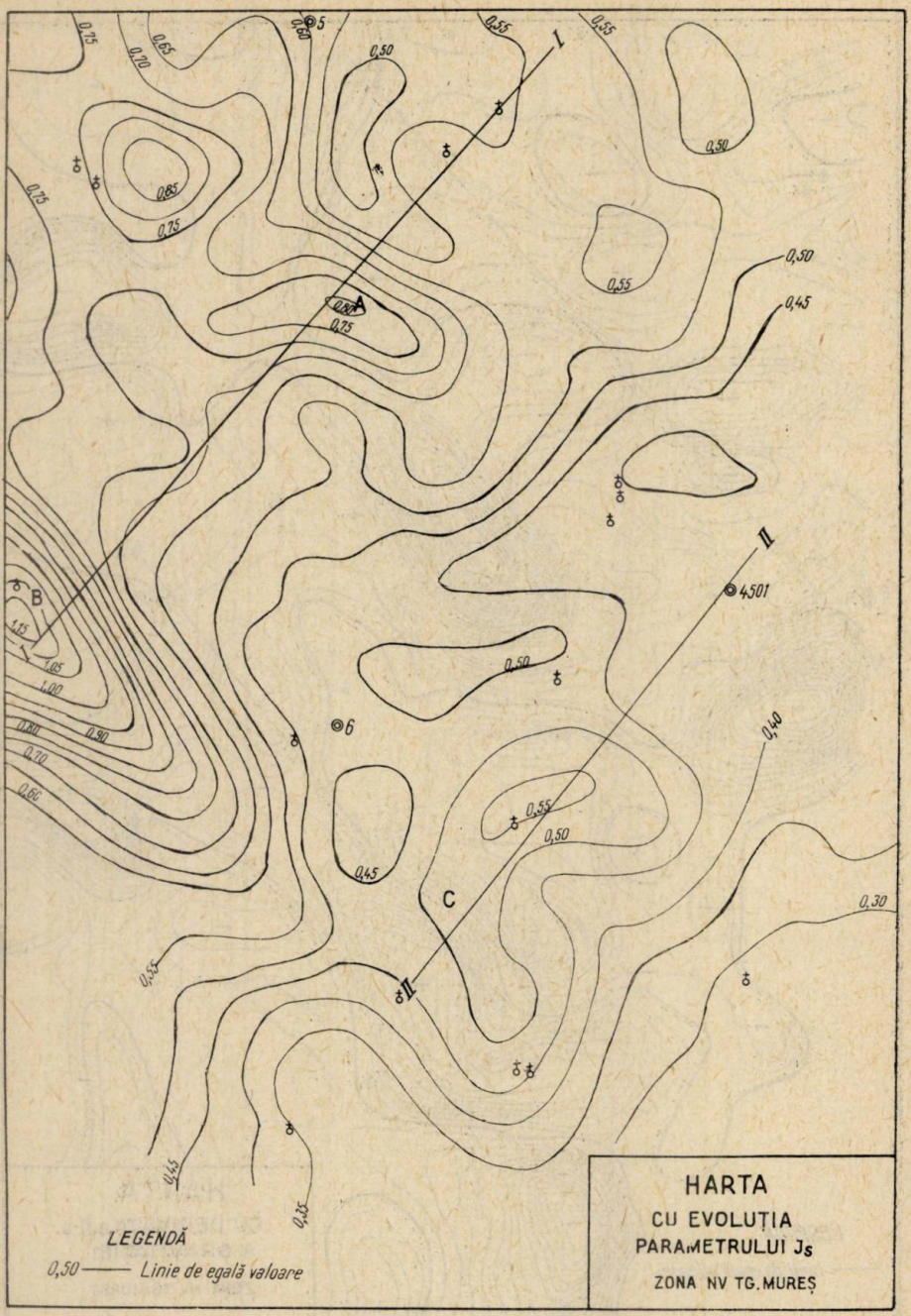

HARTA
CU EVOLUȚIA
PARAMETRULUI Js
ZONA NV TG. MUREȘ
LEGENDĂ
0,50 —— Linie de egală valoare
I
II
A
B
C
4501
0,75
0,70
0,65
0,60
0,55
0,50
0,45
0,40
0,30
0,85
0,90
1,00
1,05
1,15

Fig. 2

Prospecțiunile seismice executate în anul 1965 au permis corelarea cu suficientă continuitate a următoarelor orizonturi reflectatoare, urmărite pe toată suprafața prospectată :

— un orizont în zona Tufului de Hădăreni,

— un orizont caracteristic situat la suprafața sării,

— un orizont caracteristic situat la baza sării, respectiv la nivelul Tufului de Dej.

În afara acestor orizonturi, în partea sudică și sudestică a zonei s-a urmărit un orizont de adîncime, cu aspect destul de caracteristic, considerat că provine de la suprafața cristalinului[5]).

După părerea noastră, urmărirea continuă a orizontului seismic situat la suprafața sării a fost posibilă în regiunea NV Tg. Mureș datorită prezenței sării la adîncimi relativ mari, sub forma unor diapire inicipiente și neînsoțită de brecia sedimentară. În zona apexului diapirelor, urmărirea orizontului seismic a fost mai dificilă, din cauza unor interferențe pe care le punem pe seama existenței unei brecii tectonice ce însoțește sarea la partea ei superioară.

Orizontul seismic situat la baza sării este urmărit continuu pe întreaga suprafață. Aspectul caracteristic înregistrat pe seismograme se datorește contrastului puternic de viteză pe care-l constituie orizontul Tufului de Dej.

Metodica aplicată pe teren a fost aceea a profilelor seismice de corelație continuă. Pentru atenuarea undelor perturbatoare cu $V^* = 300 - 800$ m/s s-a folosit o grupare liniară combinată, de sonde și geofoni. Rețeaua de profile executate a permis corelarea din aproape în aproape a orizonturilor urmărite pe toată suprafața cercetată și întocmirea unor hărți cu izobate pentru fiecare din ele.

Studierea întregului material geofizic obținut anterior în regiune și a materialului seismic obținut în anul 1965, ne-a permis să facem o serie de observații, legate de compararea rezultatelor diferitelor metode geofizice.

Analizînd harta cu izobate la nivelul Tufului de Hădăreni (fig. 3) împreună cu harta cu izobate la suprafața sării (fig. 4), se constată o asemănare izbitoare. Zonele de ridicare ale sării corespund aproape perfect cu zonele anticlinale din harta întocmită la nivelul Tufului de Hădăreni, dovedind pe deplin faptul că tectonica neogenului din centrul Bazinului Transilvaniei este un efect al diapirismului sării.

Harta cu izobate la suprafața sării (fig. 4) arată de asemenea o bună concordantă cu harta evoluției parametrului *Js* (fig. 2). Zonele de maximă ridicare a sării corespund cu anomaliile pozitive evidențiate pe harta evoluției parametrului *Js*, forma anomaliilor fiind însă oarecum diferită de forma ridicărilor de sare.

Concordanța pe care am constatat-o verifică ipoteza după care acolo unde sarea e suficient de groasă pentru a constitui un ecran electric, imaginea calitativă oferită de harta evoluției parametrului *Js* sugerează imaginea în plan a reliefului sării.

---

[5]) G. Zîrnovan, M. Costescu, L. Burcea, *Raport final asupra prospecțiunilor seismice executate în zona NV Tg. Mureș (Pogăceaua—Grebeniș — Iernut — Ungheni — Tg. Mureș)*. I.P.G.G., Rap. geofiz., 1966.

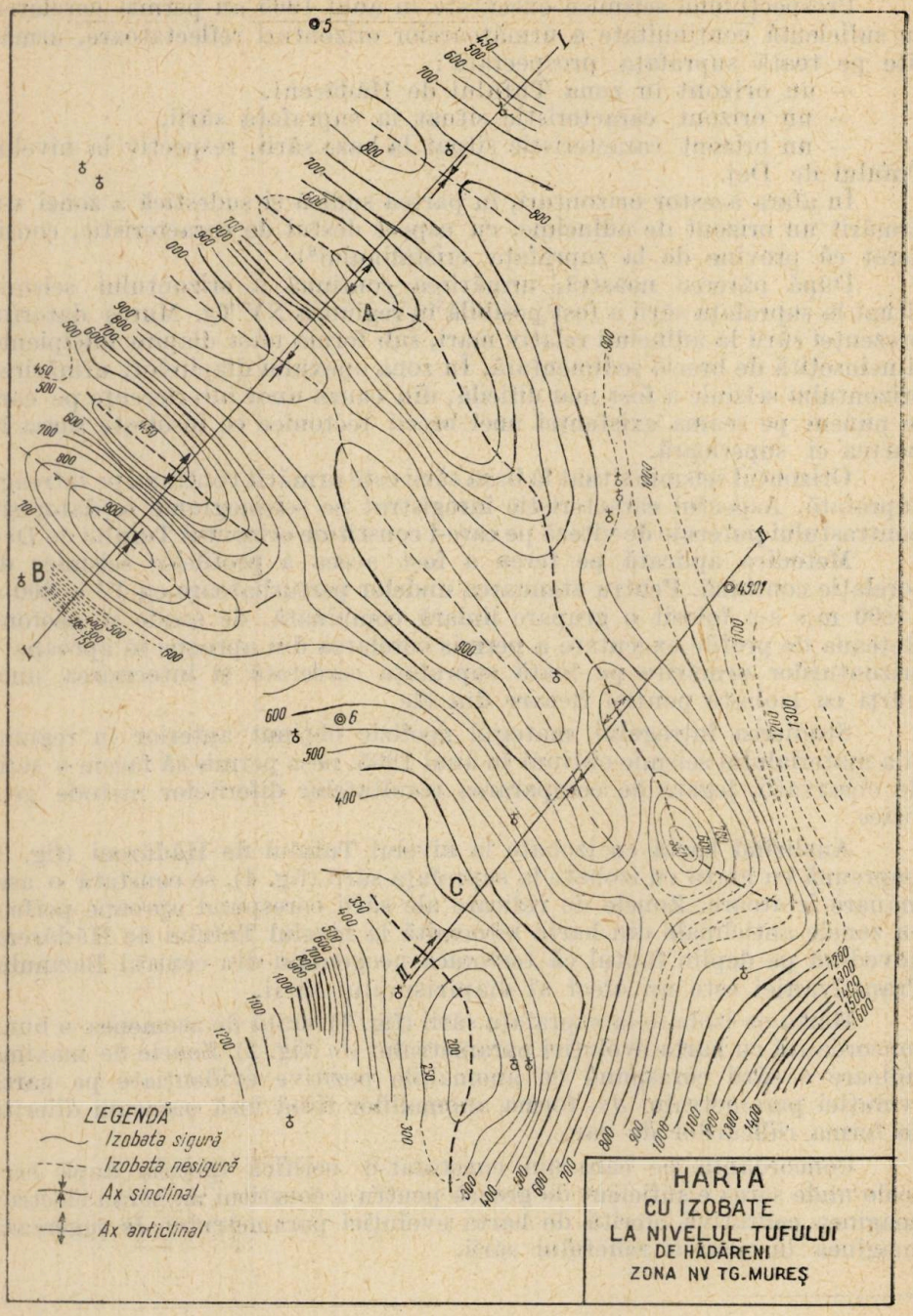

LEGENDĂ
Izobata sigură
Izobata nesigură
Ax sinclinal
Ax anticlinal
HARTA
CU IZOBATE
LA NIVELUL TUFULUI
DE HĂDĂRENI
ZONA NV TG. MUREŞ

Fig. 3

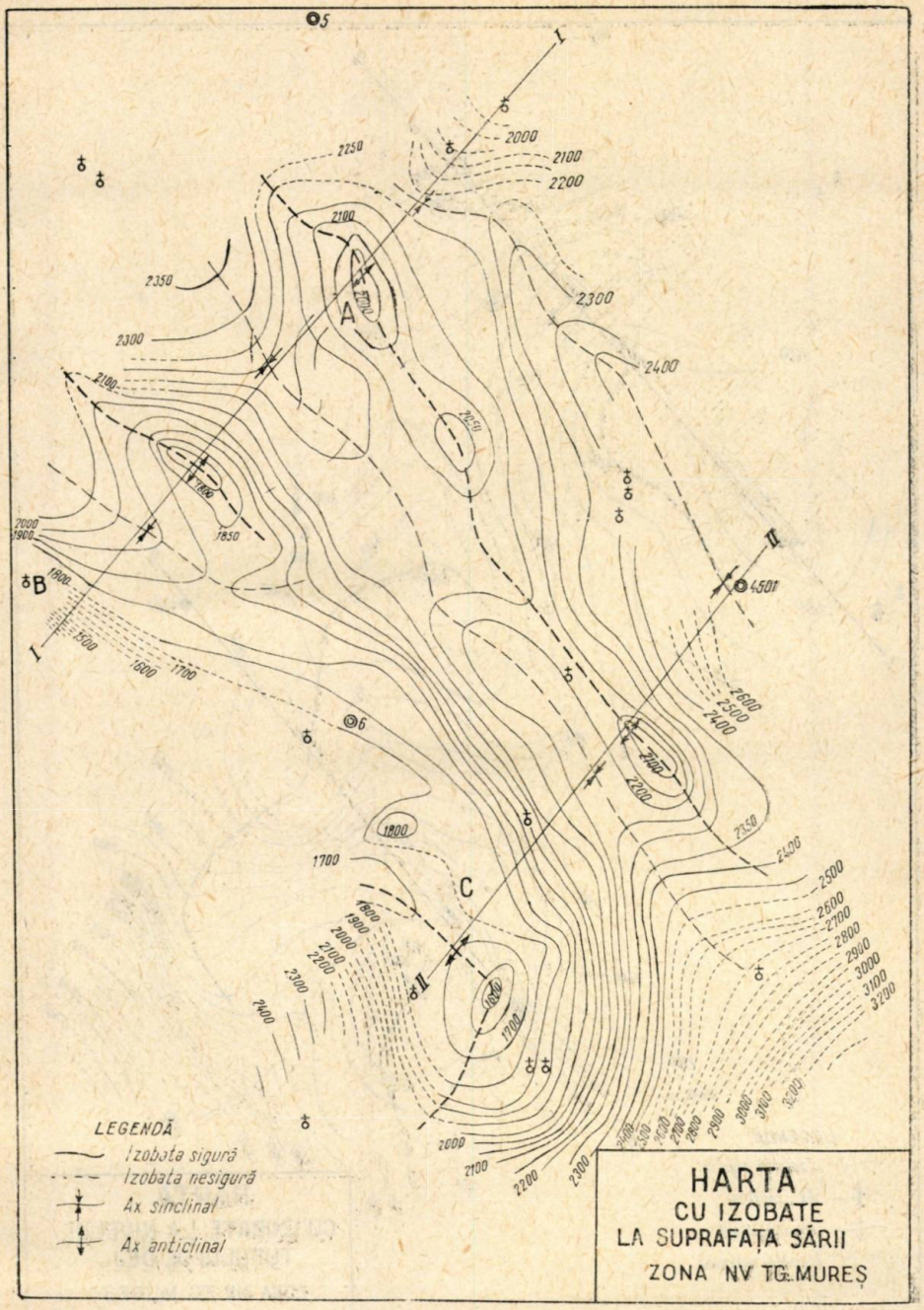

HARTA
CU IZOBATE
LA SUPRAFAȚA SĂRII
ZONA NV TG. MUREȘ
LEGENDĂ
Izobata sigură
Izobata nesigură
Ax sinclinal
Ax anticlinal
A
B
C
I
II

Fig. 4

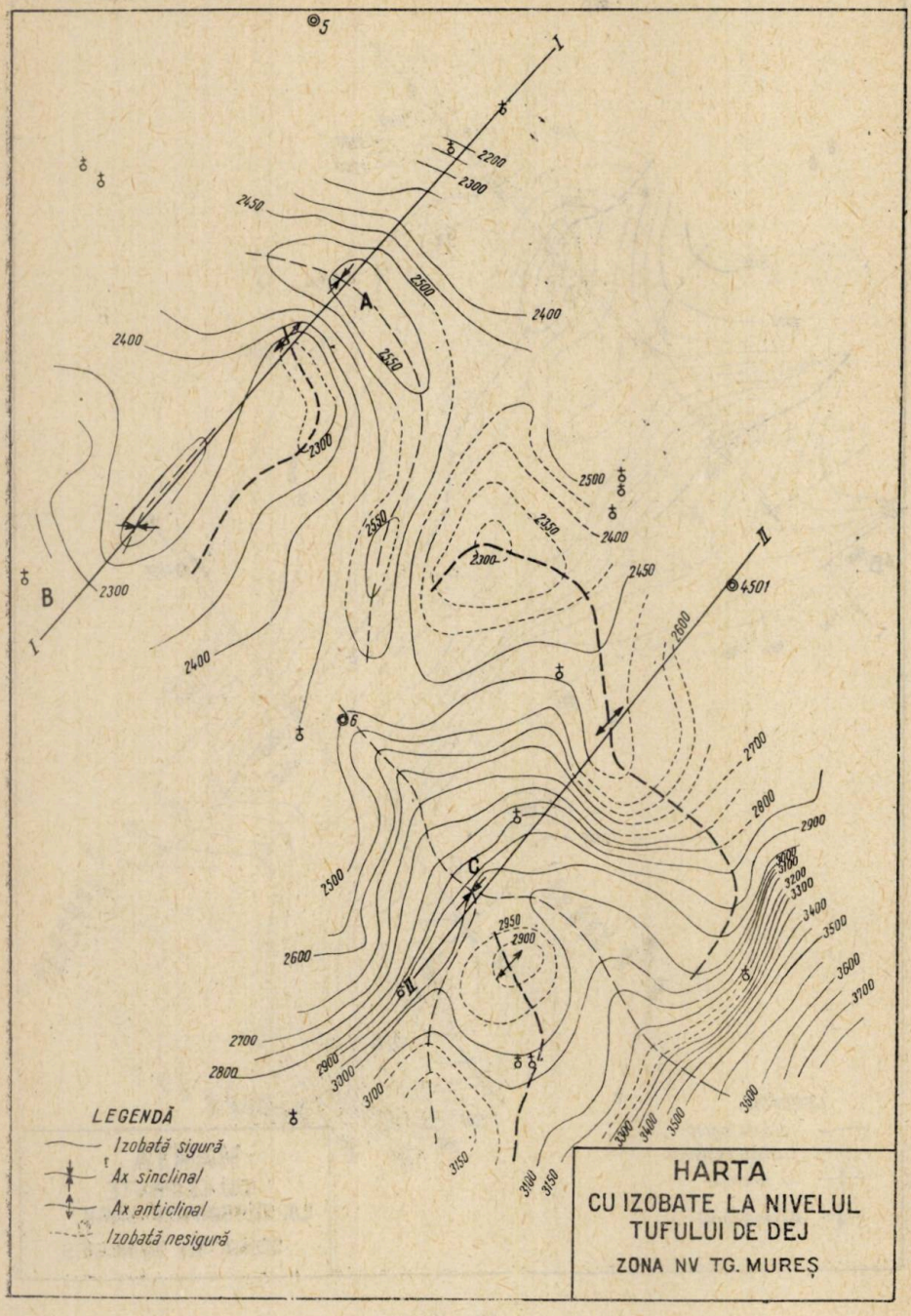

LEGENDĂ
Izobată sigură
Ax sinclinal
Ax anticlinal
Izobată nesigură
HARTA
CU IZOBATE LA NIVELUL
TUFULUI DE DEJ
ZONA NV TG. MUREȘ

Fig. 5

Harta cu variația grosimii sării (fig. 6) întocmită pe baza datelor seismice arată îngroșarea sării de-a lungul unei axe principale dirijate aproximativ N—S. Maximul de îngroșare se realizează în zonele *A*, *B*, *C*, adică acolo unde harta cu izobate la nivelul Tufului de Hădăreni arată prezența unor structuri în neogen. Această constatare dovedește, pe baza datelor geofizice, aglomerarea sării în apexul domurilor din Bazinul Transilvaniei și micșorarea grosimii ei în zonele sinclinale, lucru cunoscut pînă acum numai din date de foraj.

Comparînd harta variației grosimii sării cu harta derivatei a II-a a gravitației (fig. 1 și 6), remarcăm o bună coincidență între linia de maximă îngroșare a sării și aliniamentul principalelor anomalii negative, evidențiate de harta derivatei a II-a a gravitației. Se observă de asemenea că anomaliile pozitive locale au o destul de bună corespondență cu zonele în care sarea este mai subțire.

La compararea acestor două hărți trebuie avut în vedere că harta derivatei a II-a a gravitației reprezintă nu numai contrastul de densitate creat de sare, ci un efect cumulat al mai multor contraste, ceea ce face să nu existe întotdeauna o corespondență perfectă între cele două hărți.

Analizînd împreună harta cu izobate la suprafața sării și harta cu izobate la nivelul Tufului de Dej (fig. 4 și 5) se observă că în zonele de îngroșare sarea se prezintă sub forma unei lentile biconvexe sau plan-convexe, culcușul sării avînd cel mai adesea o formă depresionară sau plană, lucru bine ilustrat pe profilele seismice (fig. 7 și 8). Această constatare arată, pe baza măsurătorilor seismice, justețea ipotezei după care diapirele de sare din Bazinul Transilvaniei s-au format pe seama izostaziei.

CONCLUZII

1. Lucrările seismice din anul 1965 au dovedit posibilitatea urmăririi prin profile de corelație continuă a orizontului cu sare din baza tortonianului, în Bazinul Transilvaniei, cel puțin acolo unde sarea se găsește la adîncime și se prezintă într-un stadiu de diapirism incipient sau stratiformă.

2. Urmărirea continuă a evoluției sării, constituie o realizare importantă prin aceea că permite prelucrarea corectă a impulsurilor seismice obținute de la orizonturi mai adînci decît sarea și deschide totodată posibilitatea aplicării unor procedee de interpretare cantitativă a măsurătorilor gravimetrice.

3. Rezultatele obținute dovedesc că în zonele în care sarea este suficient de groasă pentru a constitui un ecran electric, harta evoluției parametrului *Js* întocmită pe baza măsurătorilor electrometrice, sugerează în plan, evoluția reliefului sării.

4. Rezultatele lucrărilor seismice executate în anul 1965 demonstrează pe deplin justețea tezei după care tectonica formațiunilor post-tortoniene din centrul Bazinului Transilvaniei este efectul tectonicii sării.

5. Forma de lentilă biconvexă sau plan-convexă a diapirelor de sare din zona considerată, pusă în evidență prin măsurători seismice, confirmă ipoteza după care aceste diapire s-au format pe seama izostaziei.

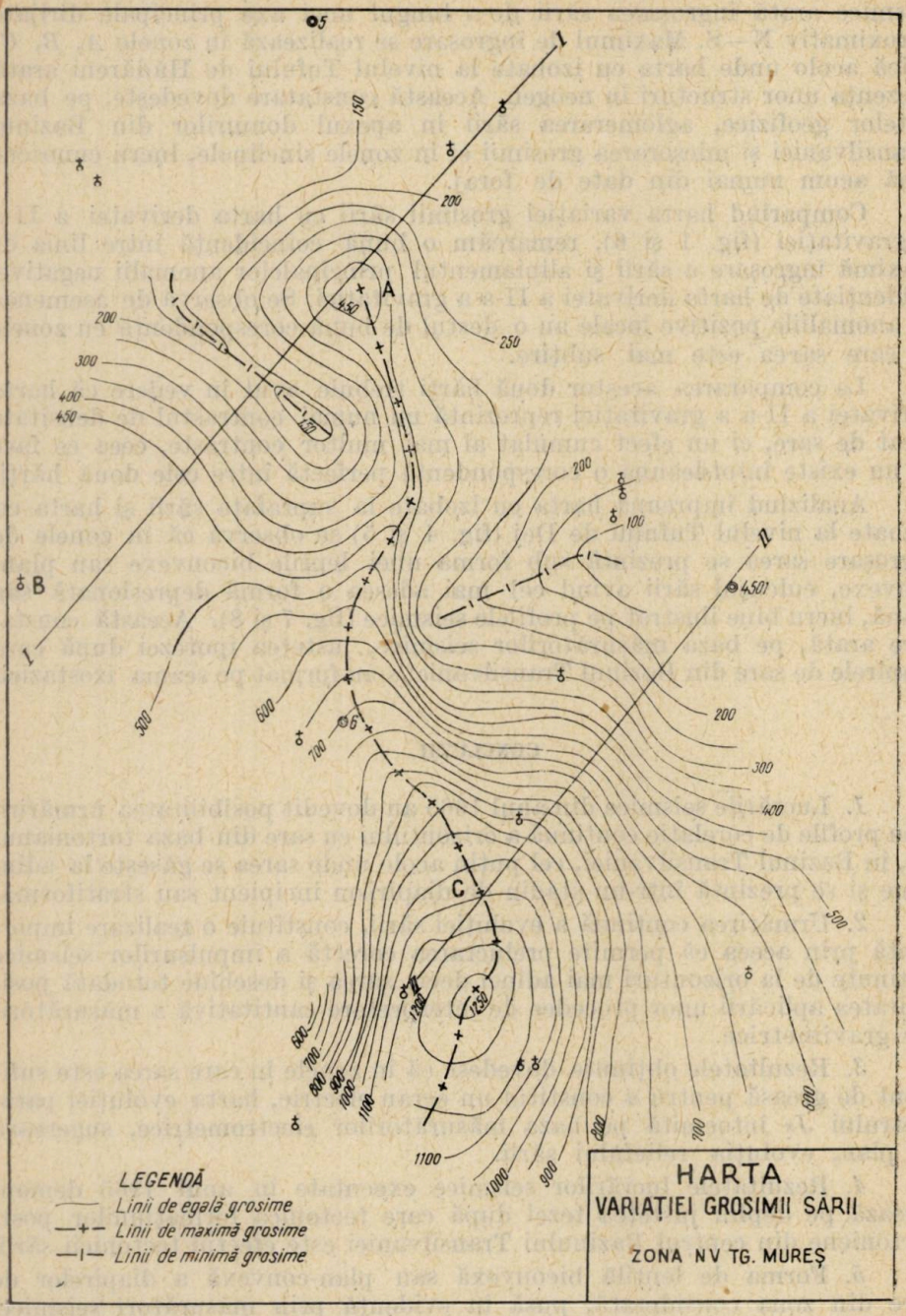

LEGENDĂ
Linii de egală grosime
Linii de maximă grosime
Linii de minimă grosime
HARTA
VARIAȚIEI GROSIMII SĂRII
ZONA NV TG. MUREȘ

Fig. 6

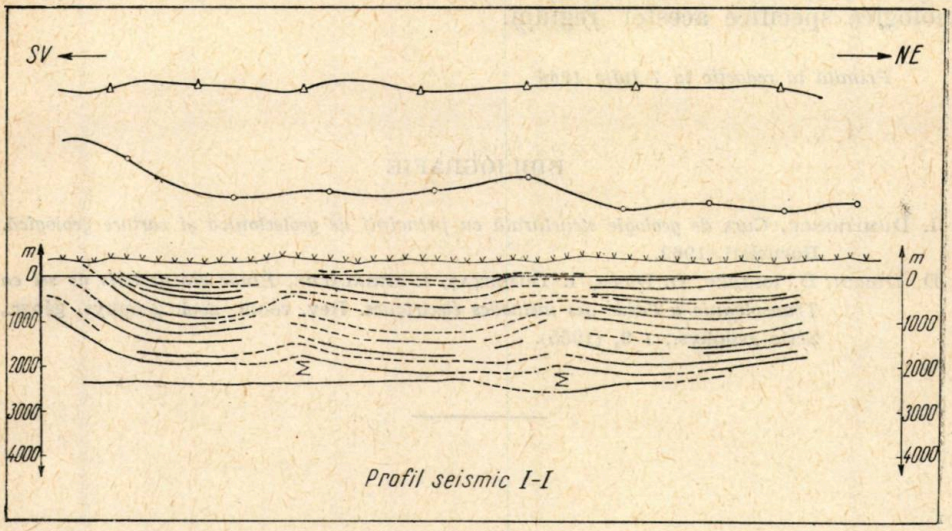

SV
NE
m
0
1000
2000
3000
4000
Σ
Profil seismic I-I

Fig. 7

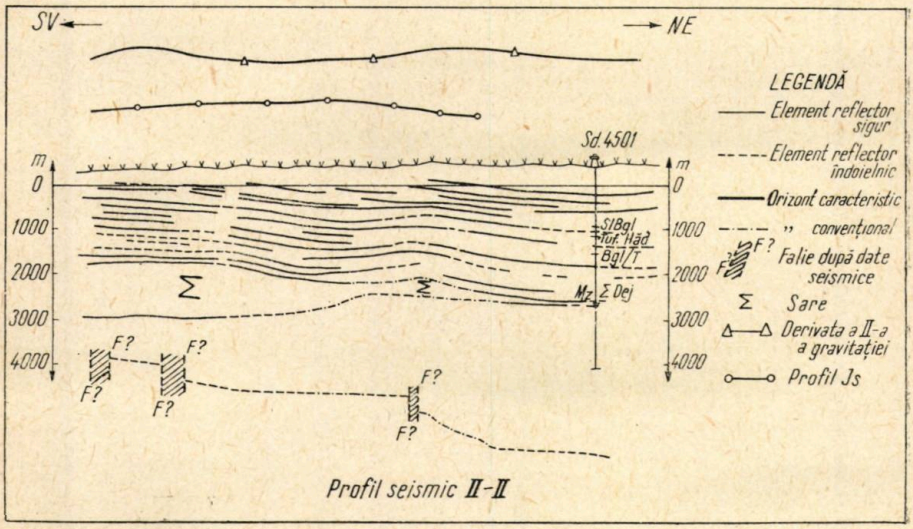

SV
NE
Sd 4501
S1Bql
Tuf. Hăd
Bql/1
Mz
Σ Dej
F?
Σ
LEGENDĂ
Element reflector sigur
Element reflector îndoielnic
Orizont caracteristic
" convenţional
Falie după date seismice
Sare
Derivata a II-a a gravitaţiei
Profil Js
Profil seismic II-II

Fig. 8

6. Analizarea tuturor datelor geofizice din regiunea NV Tg. Mureş arată o concordanţă bună între rezultatele diferitelor metode aplicate, precum şi gradul de rezoluţie pe care-l are fiecare metodă în condiţiile geologice specifice acestei regiuni.

Primită la redacţie la 7 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

. I. DUMITRESCU, *Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică şi cartare geologică.* Bucureşti, 1962.

. D. DOICIN, D. IONESCU, O. DICEA, I. TRÎMBIŢAŞ, I. MIHALACHE, *Étude des massifs de sel en Transylvanie a l'aide des méthodes électriques.* Rev. roum. géol. géophys. géogr., Série géophys., *1* **9**, (1965).

CONSIDERAȚII PRIVIND EFICIENȚA METODEI S.S.M. ÎN ZONA FLIȘULUI ȘI ZONA NEOGENĂ DIN CARPAȚII ORIENTALI

(De la extremitatea nordică pînă în zona de curbură)

DE

OPREA DICEA și NELU IONESCU

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, str. Coralilor nr. 20

Metoda seismosondajelor spațiale de masă s-a impus în ultimii ani ca o metodă curentă de aplicare a prospecțiunilor seismice, în condițiile pe care le reclamă regiunile complicate morfologic și tectonic. În țara noastră metoda s-a aplicat în mod special în Carpații Orientali, o mare parte din lucrări fiind executate în regiunea de care ne ocupăm.

În primii ani de aplicare a metodei S.S.M. (1959—1961) s-a încercat să se acopere cu o densitate omogenă de observație, întreaga suprafață de cercetat. Rezultatele obținute au arătat că din cauza dotării necorespunzătoare cu utilaje și a accesului dificil, densitatea realizată nu a fost nici omogenă, nici suficientă. Densitatea medie de observație realizată a fost de 6 s.s. el/km² (secția 33—36/60), 8 s.s. el/km² (secția 38—40/61) și a atins 11,7 s.s. el./km² la secția 41—43/61 [1]).

Prelucrarea materialului primar a dovedit că densitatea de informație, necesară unei metode statistice, nu a fost asigurată decît pe două sau trei văi principale din zonă, adică acolo unde s-a realizat o densitate suficientă de observație. Această remarcă a demonstrat că aplicarea metodei S.S.M. pe suprafețe mari nu este eficientă, decît atunci cînd se asigură o densitate omogenă și suficientă pentru întreaga suprafață de prospectat. Din această cauză suprafețele cercetate au fost restrînse la benzi late de 1—2 km (coridoare), situate pe căi de acces mai ușoare, care să permită realizarea dezideratului expus mai sus. Densitatea de observație executată pe coridoare a fost în medie de 15—17 s.s. el/km².

---

[1]) * * * Rapoartele geofizice ale secțiilor: 34—35/58, 25—26/59, 33—36/60, 37/60, 38—40/61, 41—43/61, 40—42/62, 43—45/62, 38—40/63, 41—43/63, 37—39/64, 33—35/65, 36—38/65 aflate în arhiva I.P.G.G. (Ministerul Petrolului).

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P 367 — 372 BUCUREȘTI 1966

Între anii 1962—1965 s-au întocmit, pe baza coridoarelor executate în regiunea de care ne ocupăm, aproximativ 950 km secţiuni seismice verticale, repartizate pe unităţi mari structurale în felul următor :

— Platforma Moldovenească (la est de F. pericarpatică)	80 km	— reprezentînd	8,4%,
— Unitate pericarpatică	230 km	— „	24,2%,
— Unitatea externă + unitatea medio-marginală	580 km	— „	61,0%,
— Unitatea medio-internă + unitatea est internă	60 km	— „	6,4%.

La acest volum de informaţii se adaugă cele obţinute prin prospecţiuni în suprafaţă între anii 1959—1961, aşa încît distanţa dintre două secţiuni seismice verticale, în zona de care ne ocupăm, nu depăşeşte 10—15 km.

Analizînd repartizarea lucrărilor pe unităţi structurale se constată că ponderea principală o constituie lucrările executate în zona flişului paleogen şi în zona miocenă, zone de care sînt legate principalele perspective de hidrocarburi. Lucrările executate în zona flişului cretacic şi platformă au avut un caracter de recunoaştere.

Deşi metodica de lucru a făcut obiectul unor alte lucrări prezentate în cadrul simpozioanelor de geofizică aplicată [2]), considerăm necesar să facem o scurtă prezentare a stadiului actual al metodicii de înregistrare şi prelucrare a datelor geofizice, în scopul evidenţierii unor particularităţi ce afectează direct eficienţa metodei.

Metodica de teren aplicată nu se deosebeşte aproape de loc de metodica propusă de autorii metodei S.S.M. [1].

Dispozitivele de înregistrare sînt în formă de cruce (75% din cazuri) sau de stea (25%) ; punctele de explozie sînt dispuse în toate azimuturile la distanţa de 0,3—1,5 km de centrul dispozitivului ; exploziile se execută în sonde adînci de 15—40 m cu cantităţi de exploziv ce variază de la 10—75 kg, sau în bazine naturale de apă şi pe sol, cu cantităţi de exploziv ce variază de la 75—150 kg.

Analiza materialului primar înregistrat arată că folosirea acestor parametri a dus în general la obţinerea unui material de calitate bună. Zonele în care materialul înregistrat a fost de calitate slabă se suprapun cu zonele intens tectonizate, cu zone în care din cauza litologiei formaţiunilor n-au existat condiţii optime de generare şi recepţie a undelor seismice. O parte a materialului slab înregistrat se datoreşte amplasării necorespunzătoare a punctelor de generare şi recepţie a undelor seismice, a folosirii unor parametri necorespunzători etc.

În unele zone s-a observat pe seismograme prezenţa unor unde perturbatoare care deranjează înscrierea undelor utile. La data actuală

---

[2]) V. Cucu, V. Chişcan, *Asupra experimentării seismosondajului spaţial în zonele cu tectonică şi morfologie complicată*. Lucrare prezentată la primul simpozion de geofizică aplicată, Bucureşti, 1960.

C. Barbu, I. Popescu, A. Drăghicescu, *Contribuţii la sistemul de observaţie în metoda seismosondajelor spaţiale de masă*. Lucrare prezentată la al treilea simpozion de geofizică aplicată, Bucureşti, 1964.

se cunosc foarte puține date despre natura acestor unde, încercările făcute în acest sens fiind cu totul insuficiente. Pentru creșterea eficienței lucrărilor de S.S.M. atenuarea acestor unde este absolut necesară, cel puțin pentru anumite zone unde prezența lor face materialul seismic neinterpretabil.

Exploziile executate în bazine naturale cu apă au dus la înregistrarea unui material seismic de o calitate comparabilă cu cel înregistrat prin explozii în sonde. Extinderea acestui procedeu se impune pentru regiunile în care accesul utilajelor de foraj este greoi sau imposibil.

Prelucrarea materialului primar s-a făcut, în special prin metoda gradienților, volumul de calcule fiind redus prin aplicarea unei serii de nomograme [2] [3]).

Construirea secțiunilor s-a făcut cel mai adesea pornind de la plane de vectori întocmite pentru diferite intervale de adîncime, luîndu-se în considerație vectorii cuprinși într-o bandă cu lățimea de 800—1 000 m. Alegerea benzii nu s-a făcut întotdeauna în raport cu condițiile tectonice ale zonei și cu direcția medie de înclinare a majorității vectorilor.

Folosirea planelor de vectori și alegerea unei benzi de proiecție în zone cu densitatea maximă de informații, sînt condiții care trebuie neapărat respectate pentru asigurarea unei interpretări geologice corecte a materialului seismic.

Stabilirea regimului de viteze constituie una din problemele dificile ale seismicii în Carpații Orientali. Seismocarotajele executate în zona de care ne ocupăm sînt puține (1 seismocarotaj/200 km^2) și de o calitate destul de slabă. Adîncimea investigată prin sonde (0—3 000 m) este în multe cazuri mult mai mică decît adîncimea investigată prin lucrările S.S.M. (3—6 000 m), ceea ce conduce la necunoașterea regimului de viteză pentru formațiunile de adîncime.

La o parte din seismocarotajele executate în zone cu înclinări mari, s-a constatat că hodografii verticali obținuți din cele două sonde de împușcare diverg cu adîncimea. Acest lucru se pare că se datorește unei dependențe între mărimea vitezei măsurate în sonde și poziția punctelor de împușcare, în raport cu direcția stratelor și sonda seismocarotată, cauzată de drumul diferit al razelor seismice.

Această ipoteză urmează să fie verificată deoarece implicațiile ce revin din demonstrarea ei sînt foarte importante pentru S.S.M., deoarece în prelucrarea actuală se consideră mediul omogen și izotrop.

Informațiile asupra vitezei trebuie completate în special pentru zona flișului intern și pentru zona de trecere de la Platforma Moldovenească la Depresiunea Precarpatică. În această ultimă zonă, din cauza gradientului mare al vitezei pe direcția V—E, necunoașterea regimului de viteză poate duce la crearea unei imagini geologice care nu concordă cu realitatea. Variația liniară a vitezelor medii de la regimul de platformă la regimul de depresiune, care se aplică acum, reprezintă o primă aproximație luată ca atare din lipsă de date.

Cunoașterea regimului de viteze va contribui în mod substanțial la creșterea preciziei rezultatelor și deci la sporirea eficienței geologice a metodei.

---

[3]) V. Cucu, V. Chișcan, *op. cit.*
C. Barbu, I. Popescu, A. Drăghicescu, *op. cit.*

O problemă deosebită o constituie recunoaşterea diferitelor tipuri de unde. În prezent, toate impulsurile care apar pe seismograme sînt considerate unde reflectate şi se prelucrează ca atare. În realitate, o parte din aceste impulsuri pot reprezenta unde difractate, reflectate, refractate, multiplu reflectate, reflectat-difractate etc. Prezenţa lor pe secţiune îngreuiază interpretarea geologică.

Aplicarea unor criterii de separare fundamentate teoretic, cum ar fi de exemplu recunoaşterea pe secţiune a vectorilor construiţi pe baza undelor directe difractate, marcarea undelor care sosesc la dispozitivul de geofoni cu o viteză aparentă egală sau mai mică decît viteza medie de regim, reprezintă un prim pas care trebuie continuat.

Folosirea în interpretare, în afara criteriului statistic, a oricărui alt criteriu fără o fundamentare teoretică sau practică (verificată prin sonde sau pe modele), este neindicată.

Pentru aplicarea criteriului statistic la interpretarea geologică a secţiunilor, densitatea de observaţie va trebui să fie impusă de asigurarea unui număr cît mai mare de informaţii independente. Ea poate fi variabilă pentru suprafaţa de prospectat, în funcţie de volumul informaţiilor conţinute pe seismograme. Aplicarea metodei S.S.M. *în suprafaţă* sau pe *coridoare* este dictată de posibilitatea asigurării unui volum de informaţii cît mai mare, necesar interpretării geologice pe baza criteriului statistic (fig. 1).

Analiza materialului seismic obţinut pe fiecare din unităţile structurale cercetate, conduce la următoarele concluzii :

Platforma Moldovenească. Materialul obţinut în Platforma Moldovenească este de foarte bună calitate, adîncimea de investigaţie depăşind de cele mai multe ori pe cea obţinută prin profile de corelaţie continuă.

Orizonturile reflectatoare indică un regim tectonic asemănător cu cel cunoscut prin lucrări de foraj. Orizonturile din Platforma Moldovenească se urmăresc mult spre vest pe sub unitatea pericarpatică, dovedind caracterul de încălecare al acesteia (fig. 2).

Pe seismograme s-a recunoscut şi corelat reflecţia caracteristică provenind de la baza tortonianului, care a reprezentat cel mai important argument pentru stabilirea extinderii spre vest a Platformei Moldoveneşti.

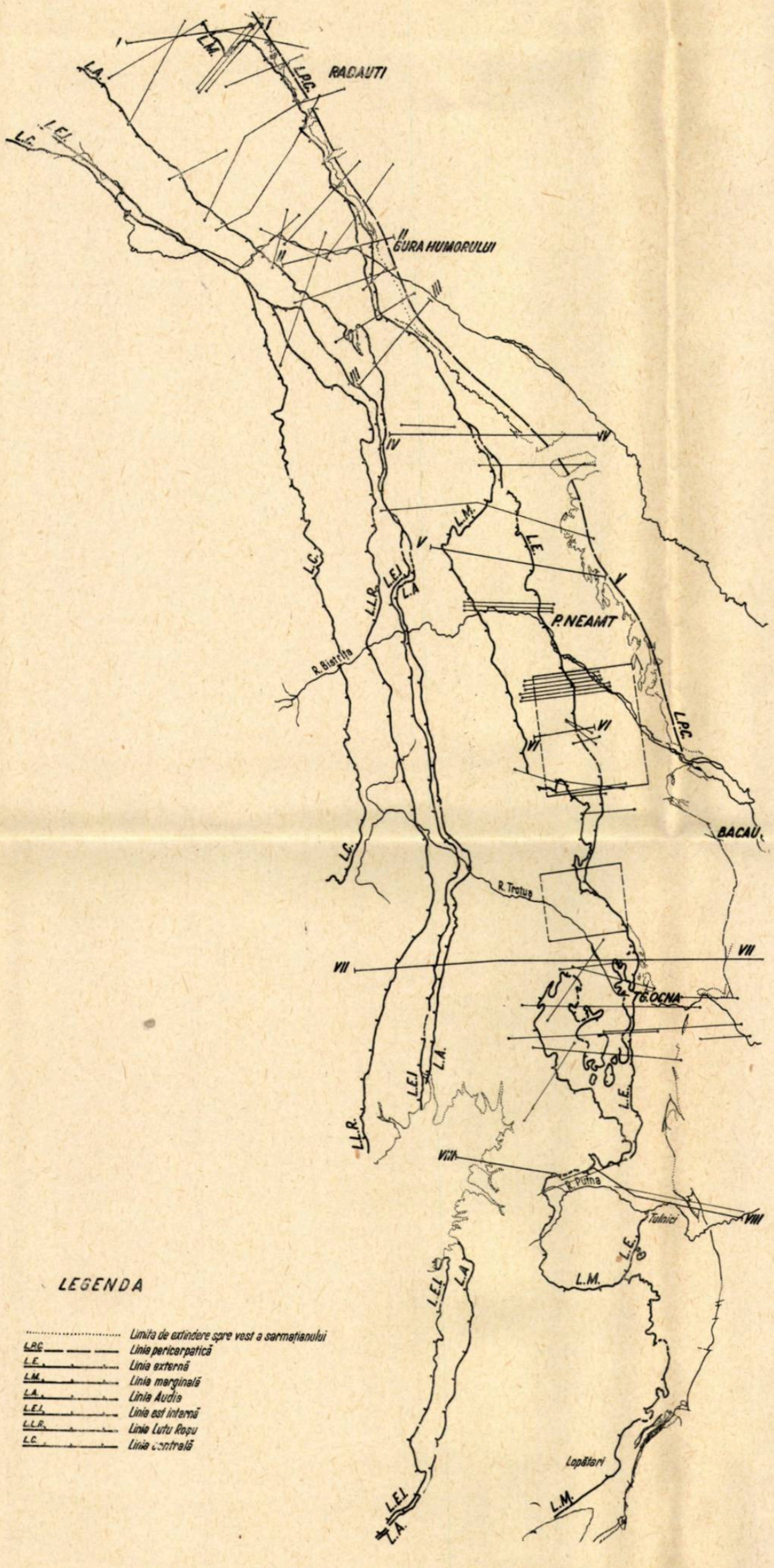
Unitatea pericarpatică se caracterizează printr-un material seismic de bună calitate, în special pentru orizonturile aflate la adîncimi mai mari de 1 500—2 000 m. Calitatea slabă a materialului primar pentru orizonturile de suprafaţă este pusă de majoritatea autorilor lucrărilor pe seama tectonizării intense a formaţiunilor în apropiere de suprafaţă.

Unitatea externă este bine evidenţiată prin lucrările seismice, în special în zonele în care este prinsă sub încălecarea unităţii superioare. Materialul primar e de calitate bună ; structura geologică rezultată din măsurătorile seismice concordă destul de bine cu cea cunoscută din foraje.

Unitatea medio-marginală se poate împărţi din punct de vedere al calităţii materialului seismic în două zone şi anume :

— zona în care eocenul se dezvoltă în facies intermediar şi în care materialul este de bună calitate ;

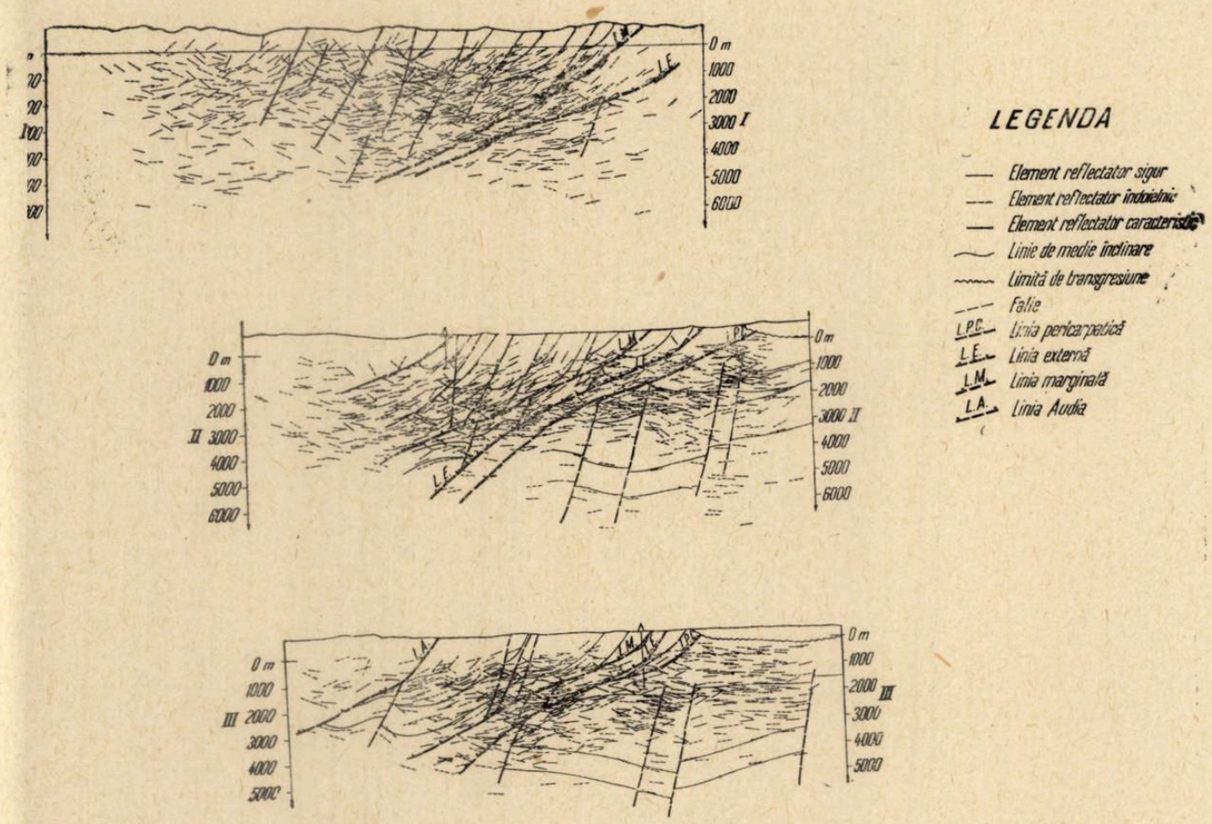
— zona în care eocenul se dezvoltă în faciesul grezos şi în care materialul este de slabă calitate.



LEGENDA

- Limita de extindere spre vest a sarmaţianului
- L.P.C. Linia pericarpatică
- L.E. Linia externă
- L.M. Linia marginală
- L.A. Linia Audia
- L.E.I. Linia est internă
- L.L.R. Linia Lutu Roşu
- L.C. Linia centrală

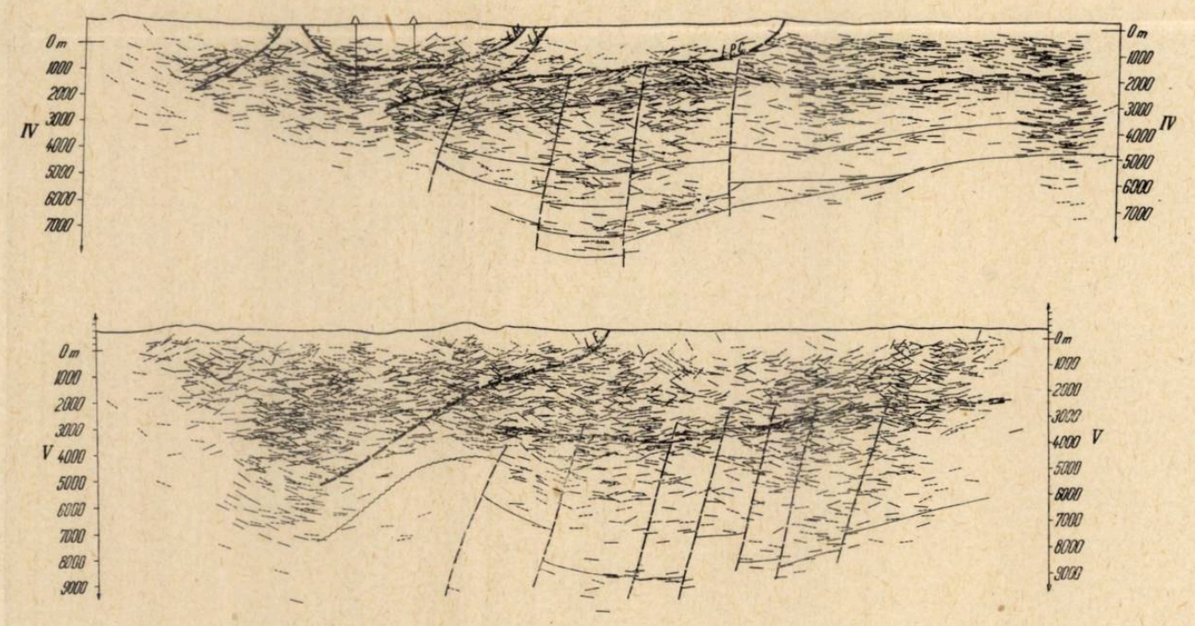
Fig. 1. — Schiţa cu traseul secţiunilor seismice verticale.



LEGENDA

- Element reflectator sigur
- Element reflectator îndoielnic
- Element reflectator caracteristic
- Linie de medie înclinare
- Limită de transgresiune
- Falie
- L.P.C. Linia pericarpatică
- L.E. Linia externă
- L.M. Linia marginală
- L.A. Linia Audia

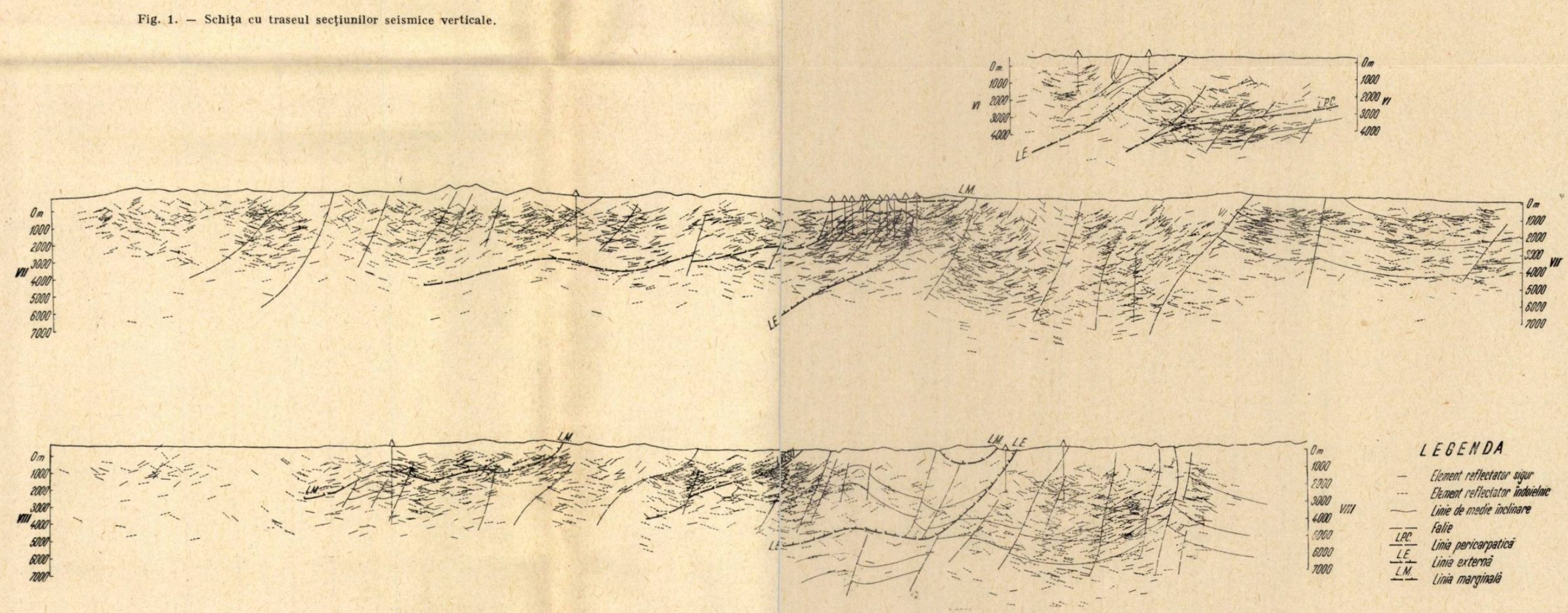
Fig. 2a. — Secţiuni seismice verticale ilustrative.



LEGENDA

- Element reflectator sigur
- Element reflectator îndoielnic
- Element reflectator caracteristic
- Linie de medie înclinare
- Limită de transgresiune
- Falie
- Linia pericarpatică
- Linia externă
- Linia marginală
- Linia Audia

Fig. 2b. — Secţiuni seismice verticale ilustrative.



LEGENDA

- Element reflectator sigur
- Element reflectator îndoielnic
- Linie de medie înclinare
- Falie
- L.P.C. Linia pericarpatică
- L.E. Linia externă
- L.M. Linia marginală

Fig. 3. — Secţiuni seismice verticale ilustrative.

În toată zona, acolo unde grosimea pînzei este mică, nu se obțin informații seismice pentru această unitate.

Unitatea medio-internă s-a cercetat în special în zona ei cea mai estică, unde din cauza contactului tectonic de-a lungul liniei Audia materialul este de slabă calitate. Pe coridoarele care au mers mai în interiorul unității (secțiunea VII—VII) (fig. 3), materialul este de calitate satisfăcătoare.

Unitatea est internă și Unitatea vest internă au fost puțin cercetate și asupra lor nu putem face nici un fel de considerații.

Pentru toate unitățile cercetate se pot face unele observații, cu caracter general.

— Intervalul de adîncime cuprins între 0—1 000 m este în general sărac în reflexii pentru toate unitățile cercetate (fig. 2). După părerea noastră acest lucru se datorează tectonizării intense a formațiunilor în apropiere de suprafață. Din cauza înclinărilor mari, undele reflectate sosesc la dispozitivul de geofoni cu viteze aparente mici, apropiate de viteza undelor directe. Aceste unde se corelează greu pe seismograme și nu se regăsesc de cele mai multe ori pe cel puțin două ramuri ale dispozitivului, pentru a putea fi prelucrate. Aplicarea curbei $V = f(2t)$ pentru determinarea vitezei medii, duce la eliminarea acestor unde în procesul de prelucrare, deoarece cosinusurile unghiurilor de ieșire ale razelor devin supraunitare.

— Accidentele tectonice importante se pun în evidență prin regimul discordant al vectorilor în cele două compartimente ale faliei și în ultima vreme prin recunoașterea centrelor de difracție.

— Corespondența dintre tectonica intuită pe baza cartării geologice și cea obținută prin S.S.M., la scara regională, este remarcabilă. Dintre principalele linii structurale cunoscute, se urmăresc în mod cert prin lucrările S.S.M. falia pericarpatică și falia externă. Datorită planului de șariaj puternic înclinat al faliei medio-marginale, aceasta nu se urmărește cu siguranță decît pe unele din secțiunile executate.

Din cauza tectonizării intense a formațiunilor în fruntea unității medio-interne și a contactului tectonic aproape vertical în zona de suprafață, linia Audia nu se urmărește cu suficientă certitudine prin lucrările S.S.M.

— În fruntea pînzei externe sau medio-marginale la contactul cu zona miocenă, linia de încălecare se poate trasa pe baza discordanței elementelor. Înclinările din pînză sînt către vest, iar cele din miocen au înclinări estice, din cauza redresării formațiunilor pe planul de falie.

— Înclinările orizonturilor reflectatoare nu coincid de regulă cu cele din sonde sau măsurate la suprafață. Acest lucru își găsește — după părerea noastră — explicația în faptul că drumul razelor în mediul seismic este cel mai adesea mult mai complicat decît este intuit în prelucrarea materialului primar. Diferențele de înclinare cresc o dată cu creșterea înclinării formațiunilor. Cu toate aceste nepotriviri se poate afirma cu certitudine că în general înclinarea medie a pachetului de formațiuni coincide ca sens cu înclinările reale.

Verificarea prin foraje a structurilor puse în evidență prin lucrările S.S.M. nu s-a făcut decît în puține cazuri și anume atunci cînd s-au săpat

profile transversale de sonde pe structura respectivă. În aceste cazuri sondele au confirmat structurile puse în evidenţă.

În majoritatea cazurilor însă s-a săpat numai cîte o sondă în zona cea mai ridicată a structurii, care în mod evident n-a putut demonstra existenţa sau inexistenţa structurii.

În legătură cu această problemă trebuie subliniat faptul că infirmarea sau confirmarea structurilor este privită adeseori prin prisma verificării unei anumite interpretări geologice, făcute în faza de proiectare a sondelor, asupra adîncimii la care se găsesc diferite nivele stratigrafice.

Trebuie cunoscut însă faptul că din cauza lipsei de orizonturi corelabile continui pe secţiunile seismice verticale, în condiţiile unei tectonici complicate, geologul interpretator trebuie să acorde valoarea stratigrafică liniilor de medie înclinare numai în măsura în care posedă suficiente date de sonde şi o bună cunoaştere a grosimii formaţiunilor geologice şi a stilului tectonic al zonei.

Prin urmare, folosirea datelor din secţiunile S.S.M. trebuie făcută cu mult discernămînt, imaginea geologică oferită urmînd să fie precizată ca nivel stratigrafic, de forajele ulterioare.

CONCLUZII

1. Rezultatele obţinute au dovedit că prospecţiunea seismică prin metoda S.S.M. a adus contribuţii importante la descifrarea tectonicii — în special de adîncime — a Carpaţilor Orientali.

2. Date fiind condiţiile morfologice şi tectonice ale Carpaţilor Orientali, metoda S.S.M. rămîne — cel puţin deocamdată — singura metodă care oferă o bază de interpretare geologică de adîncime în această zonă şi de aceea ea trebuie aplicată în continuare, cu dezvoltarea şi pe mai departe a metodicii de înregistrare şi prelucrare.

3. Pentru investigarea unitară a tuturor unităţilor Carpaţilor Orientali vor trebui prospectate prin metoda S.S.M. şi unităţile din zona internă a flişului, în vederea descifrării tectonicii regionale.

4. Criteriul principal de interpretare geologică a secţiunilor seismice verticale este criteriul statistic, din care cauză lucrările ce se vor executa vor avea ca scop obţinerea unui volum cît mai mare de informaţii.

5. Folosirea materialului seismic obţinut prin metoda S.S.M. trebuie făcută cu mult discernămînt de către geologi, în funcţie de stilul tectonic al zonei prospectate de datele cunoscute din foraje şi de caracterul statistic al metodei.

Primită la redacţie la 1 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. V. D. Zavealov Stolearova E. N., *Metoda seismosondajelor spaţiale de masă.* Priklad. gheofiz., **17** (1957).
2. N. Ionescu, *Folosirea nomogramelor în interpretarea seismosondajelor spaţiale de masă prin metoda gradienţilor.* Petrol şi gaze, *6* (1964).

UNELE ASPECTE ALE APLICĂRII METODEI RECEPȚIEI DIRECȚIONATE REGLABILE ÎN DEPRESIUNEA PRECARPATICĂ

DE

IOAN POP, MARCEL ALEXANDRESCU, ANTONIA CEAPOIU și ION HĂRĂBOR

Intreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, Str. Coralilor nr. 20

Metoda recepției direcționate reglabile (RNP) este o metodă seismică destinată prospecțiunii zonelor cu condiții seismogeologice complicate, în care metodele obișnuite de corelare nu sînt eficace.

Caracteristica de bază a metodei este puterea de rezoluție spațială specifică, adică proprietatea aparaturii RNP de a pune în evidență separat unele de altele undele seismice venite pe diferite direcții, precum și descompunerea acestora în componentele lor elementare regulate. Puterea de rezoluție spațială a metodei RNP se realizează prin prelucrarea de laborator a înregistrărilor seismice reproductibile cu ajutorul sumatorului RNP, în care au loc însumări multiple prin introducerea în mod artificial a diferite decalaje de timp între dispozitivul de citire și timpii de sosire ai undelor. Acest gen de prelucrări creează o selecție a undelor după direcția lor de sosire (fig.1,2). Schimbarea relațiilor între timpii de sosire a undelor și diferitele poziții ale sistemului interferențial duce la schimbarea direcției de sensibilitate maximă a sistemului respectiv. Acest lucru se observă în figura 1, unde sînt arătate diferite poziții ale caracteristicii de directivitate, reprezentată într-un sistem de coordonate polare.

Evident că procesul de însumare al metodei RNP față de undele seismice sosite pe verticală la suprafața de înregistrare, este analog cu însumarea undelor seismice prin grupe de receptori (geofoni). Față de undele sosite pe alte direcții diferite de cea verticală, metoda RNP se deosebește esențial de grupare avînd posibilități mult mai largi.

Deosebirea esențială este sensibilitatea selectivă variabilă în spațiu a aparaturii RNP, care realizează separarea pe rînd a undelor seismice interferate și sosite din diferite direcții ale spațiului.

Aceste deosebiri ale metodei RNP oferă următoarele avantaje față de metoda grupării receptorilor.

În gruparea de receptori axul de maximă sensibilitate (axul primului maxim) al caracteristicii de directivitate are o direcție verticală în jos, astfel că nedeformate se înregistrează numai undele care sosesc la linia de grupare

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P. 373–387 BUCUREȘTI 1966

pe direcţia verticală în sus. Din această cauză în gruparea receptorilor este necesară alegerea scrupuloasă a bazei care determină banda de trecere a acestei caracteristici. În multe cazuri, cînd nu există convingerea că undele sosesc pe direcţia verticală la suprafaţa de recepţie gruparea de receptori este nerecomandabilă, deoarece ea duce la deformarea undelor.

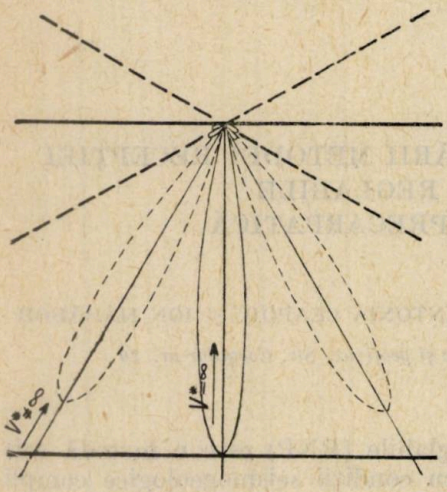


Fig. 1

Prin însumarea pe diferite direcţii cu ajutorul sistemului interferenţial al aparaturii RNP axa caracteristicii îşi schimbă treptat poziţia sa de la o poziţie extremă la o altă poziţie extremă, trecînd prin poziţia verticală (fig.1), ceea ce înseamnă că caracteristica de directivitate investighează (mătură) tot semispaţiul de jos cuprins între cele două poziţii extreme ale sistemului interferenţial.

Totalitatea traseelor obţinute din însumare formează o sumogramă şi ea cuprinde numeroase grupuri de impulsuri cu amplitudini aproape egale şi practic în sinfază, amplasate în diferite locuri ale sumogramei, ele reprezentînd tabloul de unde descompus după valoarea inversă a vitezei aparente $\frac{1}{v^*} = \delta t$ şi după timpul de sosire la dispozitivul de recepţie al undelor înregistrate (fig. 2).

În acest fel, cu toate că metoda RNP are unele proprietăţi asemănătoare cu metoda grupărilor de receptori, totuşi ea este o metodă mai universală şi mai suplă care oferă mult mai multe posibilităţi pentru descifrarea tabloului de unde. În particular, mixajul şi gruparea pot fi tratate drept cazuri particulare ale recepţiei directive reglabile, adică drept metode de recepţie directivă [2].

Din cele expuse mai sus rezultă că metoda RNP, spre deosebire de alte metode seismice, este bazată pe utilizarea înregistrărilor seismice prezentate într-o formă principial nouă, compusă dintr-un număr mare de trase (în variantele de aparatură existente 31 sau 70) sumare. Dar pe lîngă sistemul de însumare în procesul de prelucrare în metoda RNP trebuie menţionat în mod deosebit, ca operaţiune componentă, filtrajul suplimentar puternic, aplicat concomitent cu procesul de însumare. Rolul important al acestor filtraje în procesul de separare al undelor seismice obţinute prin prelucrare RNP va fi tratat mai jos.

Înregistrarea undelor seismice şi prelucrarea prin metoda RNP se realizează cu ajutorul unei aparaturi speciale compusă din două complete de aparatură : aparatura de înregistrare de teren şi aparatura de prelucrare în laborator.

Aparatura de teren trebuie să posede toate caracteristicile obişnuite ale unei aparaturi seismice moderne, inclusiv viteză de rulare constantă, precum şi înregistrări reproductibile.

În variantele inițiale de aparatură ARNP-2 înregistrările de teren se obțin sub formă de înscriere cu suprafață variabilă pe film, asemănătoare cu înscrierea părții sonore a peliculelor de cinema. În prezent această

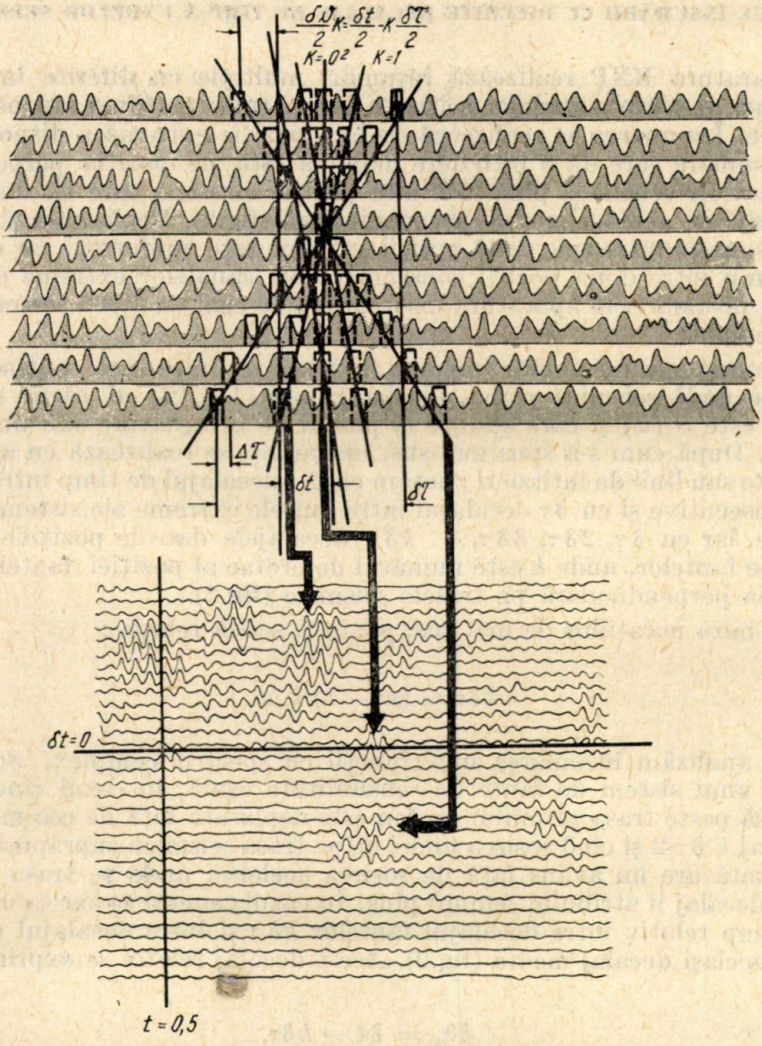


Fig. 2

aparatură se înlocuiește prin aparatură cu înregistrare magnetică. Aparatura de prelucrare, la fel ca și cea de înregistrare, este realizată în două variante : prima variantă este sumatorul de tip ARNP-2 (U.R.S.S.) în care reproducerea înscrierii de pe film se realizează prin modularea înscrierii cu ajutorul unor fascicule de lumină, iar însumarea se face prin interme-

diul celulei fotoelectrice. A doua variantă de aparatură de prelucrare RNP (U.R.S.S.) este bazată pe însumarea undelor seismice înscrise pe benzi magnetice cu ajutorul liniilor electrice de întîrzieri.

EFECTUL ÎNSUMĂRII CU DIFERITE DECALAJE DE TIMP A UNDELOR SEISMICE

Aparatura RNP realizează însumări multiple cu diferite întîrzieri şi avansuri de timp a undelor seismice înregistrate pe filme sau pe benzi magnetice. Însumarea se realizează de la o poziţie extremă a dispozitivului de însumare care dă o întîrziere maximă faţă de poziţia perpendiculară pe trasele seismice, pînă la o altă poziţie extremă care dă un avans maxim faţă de aceeaşi poziţie perpendiculară (fig.2). Deplasarea sistemului de însumare între cele două poziţii extreme este uniformă, iar decalajul de timp între două poziţii consecutive ale canalelor extreme din sistemul de însumare, la aparatura existentă, este egal cu 0,006 secunde sau 0,012 secunde.

Presupunem un număr impar n de trase seismice care conţine înregistrată o undă seismică plană, ideal regulată [1], [2] al cărui spectru complex este $S(\omega)$ şi care soseşte la planul de înregistrare sub un unghi oarecare. După cum s-a spus mai sus, însumarea se realizează cu ajutorul unor fante sau linii de întîrzieri ; notăm cu $\Delta\tau$ decalajul de timp între două fante consecutive şi cu $\delta\tau$ decalajul între fantele extreme ale sistemului de însumare, iar cu $\delta\tau$, $2\delta\tau$, $3\delta\tau$,... $k\delta\tau$ decalajele date de poziţiile consecutive ale fantelor, unde k este numărul de ordine al poziţiei fantelor faţă de poziţia perpendiculară pe trasele seismice (fig.2).

Pe baza notaţiilor de mai sus, poate fi scrisă relaţia :

$$k\delta\tau = (n - 1)\, k\Delta\tau.$$

Să analizăm însumarea unei funcţii cu spectru complex, $S(\omega)$, cu ajutorul unui sistem de fante de sensibilitate egală, în cazul cînd fanta suprapusă peste trasa primului geofon este deplasată faţă de cea medie cu un decalaj $k\,\delta\tau/2$ şi cînd sosirea undei de pe trasa seismică suprapusă peste prima fantă are un avans faţă de sosirea aceleiaşi unde pe trasa medie. Acestui decalaj îi atribuim semnul plus. În cazul general va exista un decalaj de timp relativ între decalajul fantelor $k\delta\tau$ şi între decalajul undelor faţă de acelaşi decalaj mediu (fig.2). Acest decalaj relativ se exprimă astfel :

$$\delta\vartheta_k = \delta t - k\delta\tau.$$

Dacă luăm ca origine de citire a timpului poziţia fantelor şi ţinînd seama de teorema întîrzierii spectrului unei funcţii [3], forma semnalului sumar pentru o poziţie k a sistemului de fante, se exprimă astfel :

$$\Sigma_k(t) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} H_k(\omega)\, S(\omega)\, e^{i\omega t}\, d\omega.$$

În această relație $H_k(\omega)$ este caracteristica de directivitate a însumării, a cărei expresie analitică este

$$H_k(\omega) = \frac{\sin \frac{n}{2(n-1)} \omega \delta \vartheta_k}{\sin \frac{1}{2(n-1)} \omega \delta \vartheta_k}.$$

Prin schimbarea lui k se schimbă decalajul fantelor $k\delta\tau$ și deci și decalajul relativ $\delta\vartheta_k$. Prin urmare în funcție de fiecare valoare a decalajului relativ $\delta\vartheta_k$ se schimbă și forma caracteristicii de însumare și prin înmulțirea acesteia cu spectrul funcției $S(\omega)$ se obține o formă diferită a spectrului impulsului sumar, deci și a undei sumare. În aceasta constă efectul de însumare în funcție de diferite decalaje de timp a unei unde plane.

Dacă pasul de decalare al sistemului de însumare este constant, caracteristica de directivitate este o funcție pară de argument $\omega\delta\vartheta_k$ și prin urmare fiecare din curbele familiei de caracteristici $H_k(\omega)$ pentru mărimi diferite, dar egale, ca valori absolute ale argumentului, va avea aceleași valori. În figura 3 se observă că familia de caracteristici de directivitate este simetrică față de axa verticală. Tot în figura 3 sînt reprezentate două spectre de amplitudini diferite, care ilustrează însumarea a două unde de formă diferită. Din această reprezentare pot fi deduse principalele criterii ale efectului însumării.

Primul criteriu este criteriul de amplitudine care constă în următoarele : după cum se observă din figură, deformarea minimă are loc prin înmulțirea spectrului undei de însumat cu caracteristica de directivitate care are aceeași valoare, constantă pentru toate frecvențele. O astfel de caracteristică de însumare se obține în momentul cînd decalajul de timp relativ $\delta\vartheta$ este egal cu zero, adică în momentul cînd decalajul de timp al fantelor este egal cu decalajul de timp al undei. La valori mari ale decalajului relativ de timp $\delta\vartheta_k$, după cum se observă din figura 3, spectrele de unde sînt deformate substanțial, deoarece ordonatele se înmulțesc cu ordonate ale caracteristicii de directivitate care au valori mici, nule sau negative. În acest caz impulsurile rezultate din însumare vor avea amplitudini puțin diferite de amplitudinile unei înregistrări cu un canal singular. Din cele expuse mai sus reiese că amplitudinile undei însumate pentru cazul cînd $k\delta\tau = \delta t$ sînt aproximativ de n ori mai mari decît amplitudinile impulsurilor însumate pentru valori ale decalajelor fantelor mult diferite de decalajul de timp al undei.

Al doilea criteriu al însumării poate fi considerată simetria grupului de impulsuri sumare ce caracterizează o undă singulară, însumată pentru diverse valori ale lui k față de impulsul sumar de amplitudine maximă, fapt ce rezultă din simetria familiei de caracteristici de directivitate.

Tot aici trebuie amintit și criteriul de limitare al numărului de impulsuri sumare ce caracterizează o undă însumată, adică limitarea numărului de impulsuri cu amplitudine aparentă comparabilă cu amplitudinea impulsului mediu. Această limitare, după cum se observă din figura 3, reiese din faptul că pe măsura creșterii parametrului $\delta\vartheta_k$ maximul princi-

pal al familiei de caracteristici de directivitate se îngustează şi se deplasează de pe spectrul undei. Este evident că numărul impulsurilor sumare ce caracterizează o undă însumată depinde de lărgimea spectrului undei respective, precum şi de poziţia acestuia pe axa frecvenţelor.

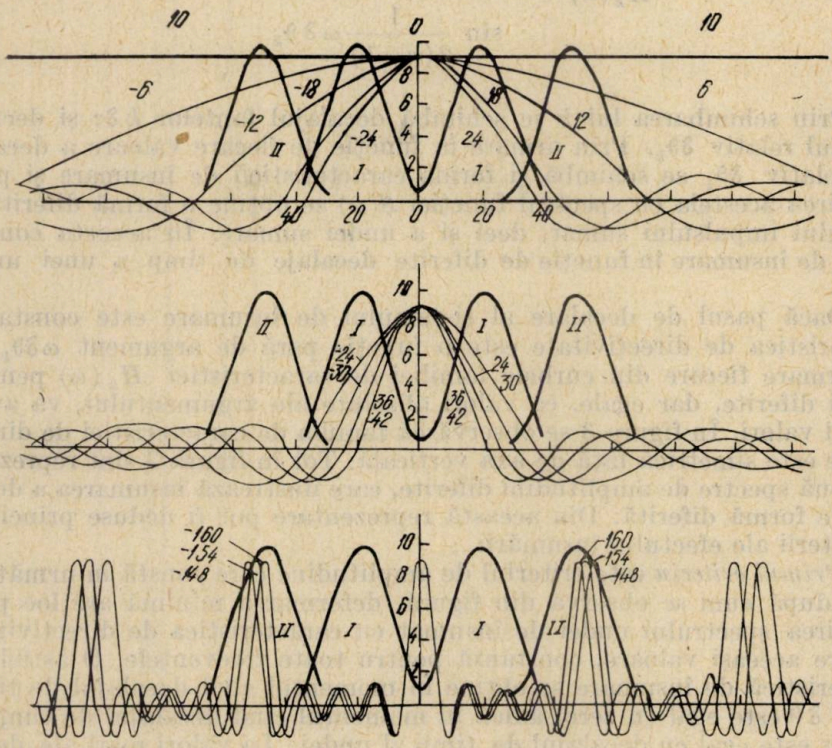


Fig. 3

Al treilea criteriu al însumării este efectul de fază. Acest efect constă în aceea că decalajele de fază ale impulsurilor sumare ce caracterizează o undă neînsumată sînt neînsemnate şi se deosebesc net de decalajele de fază ale celorlalte trase din imediata lor vecinătate. Aceasta se datoreşte faptului că funcţia ce reprezintă caracteristica de directivitate este o funcţie reală dar de semn variabil. Prima schimbare a semnului are loc după prima valoare de zero a caracteristicii de directivitate. Produsul dintre ordonatele spectrului de amplitudine şi ordonatele de semn negativ ale caracteristicii de directivitate schimbă semnul, adică decalează ordonatele spectrului de fază cu valoarea π. Drept rezultat al acestui fenomen este inversarea fazelor impulsurilor sumare. Pe lîngă cele expuse mai sus asupra criteriilor de însumare, este necesar de adăugat că timpul impulsului din însumare în poziţia fantelor cînd $\delta \vartheta_k = 0$, corespunde cu timpul de înregistrare al undei pe canalul mediu singular.

Din cele expuse mai sus reiese că însumarea cu diferite decalaje de timp a înregistrărilor de unde seismice cu fronturi plane permite determi-

narea a trei proprietăți ce caracterizează această undă : forma undei prelucrate, timpul de înregistrare al undei în punctul mediu al dispozitivului de înregistrare, precum și decalajul de timp între prima și ultima trasă însumată. Acești parametri de timp determină complet unda însumată, nu mai puțin decît ar putea fi determinată o astfel de undă de o înregistrare de corelare. Desigur că în cazul unor înregistrări de unde seismice neinterferate și corelabile, acești parametri nu prezintă nimic în plus, în schimb în cazul cînd aceste unde sînt interferate această prelucrare, este, probabil, singura capabilă să separe și să permită determinarea parametrilor undelor interferate.

Zona în care a fost aplicată metoda seismică RNP este situată în Depresiunea Precarpatică, în porțiunea de vest a aliniamentelor de anticlinale diapire mio-pliocene. Această zonă se caracterizează prin două complexe de formațiuni ale căror regimuri tectonice sînt net diferite. Primul complex este constituit din formațiuni de vîrstă pliocenă dispuse concordant și care prezintă ușoare ondulări orientate predominant pe direcția V-E. Acest complex cuprinde toți termenii pliocenului de la levantin pînă la meoțian.

Sub complexul de formațiuni pliocene se întîlnesc formațiuni de vîrstă miocenă și paleogenă, a căror tectonică este mult diferită de aceea a formațiunilor pliocene, caracterizîndu-se printr-o tectonică de cute strînse cu înclinări mari, afectate de numeroase accidente tectonice. Trecerea de la formațiunile pliocene la cele miocene și paleogene se face la nivelul meoțianului, printr-o puternică limită de discordanță care trunchiază formațiunile miocene și paleogene din pachetul inferior.

Complexul situat deasupra limitei de discordanță este și el afectat de accidente tectonice, atît în zonele axiale ale structurilor anticlinale, cît și pe flancuri.

Pe baza descrierii de mai sus precum și pe baza informațiilor din sonde asupra caracterului litologic și al proprietăților fizice ale formațiunilor se pot distinge condiții seismogeologice diferite în prospectarea formațiunilor pliocene și prepliocene.

În pachetul pliocen se constată prezența unor contraste acustice suficient de puternice pentru ca numeroase limite caracterizate de acestea să devină limite reflectatoare, iar pe de altă parte tectonica liniștită permite cercetarea geologiei regiunii cu metodici de teren, precum și de interpretare relativ simple. Așa se explică faptul că zona descrisă a putut fi cercetată pînă la nivelul limitei de discordanță cu ajutorul metodei undelor reflectate printr-o metodică de corelare continuă (fig.4).

Structura formațiunilor de sub limita de discordanță însă nu a putut fi pusă în evidență datorită caracterului neinterpretabil al înregistrărilor seismice, generat de numeroase interferențe care nu permit identificarea de unde seismice reflectate primare.

Prezența trunchierilor de strate precum și a structurilor strînse duce la posibilitatea suprapunerii în timp a undelor utile reflectate de la limite dispuse diferit în spațiu. Aceste unde pot sosi simultan în planul vertical al profilului și pot fi înregistrate sub formă de interferențe de unde. Pe de altă parte prezența numeroaselor accidente tectonice duce la generarea undelor difractate, care complică și mai mult tabloul de unde seismice înregistrat.

Toate aceste condiţii au făcut necesară aplicarea metodei seismice a recepţiei directive reglabile, care prin proprietăţile ei descrise oferă posibilitatea separării undelor interferate, precum şi determinarea parametrilor acestora necesari pentru interpretare.

În vederea studierii structurii geologice a regiunii descrise, a fost adoptată o metodică de teren specifică metodei RNP şi adaptată la condiţiile seismogeologice ale zonei. În acest sens a fost aplicată o schemă de observaţie cu puncte de împuşcare dispuse (amplasate) la distanţe de 320 m. Lungimea hodografilor a fost de 1 280 m, asigurîndu-se prin această schemă o profilare dublă care oferă o densitate de puncte de observaţie corespunzătoare gradului de complexitate a structurii geologice de adîncime.

Ţinînd cont că numărul de trase care poate fi prelucrat printr-o singură operaţiune de însumare cu ajutorul aparaturii ARNP-2, de care a dispus secţia de teren, este limitat la 9 şi dacă luăm distanţa între geofoni egală cu 20 m vom obţine un dispozitiv de înregistrare de 160 m. Deci un film cu nouă trase va cuprinde o porţiune de profil de 160 m. Aparatura de teren însă posedă două oscilografe care înregistrează două filme simultan ; de aici rezultă că un hodograf lung de 1 280 m a fost înregistrat prin patru întinderi (panouri). Alegerea lungimii dispozitivului cuprins pe un singur film, numit bază de însumare, are mare importanţă deoarece influenţează direct puterea de rezoluţie în sensul că mărirea bazei, fără a modifica distanţa între geofoni, creşte puterea de rezoluţie [2]. Din experienţa aplicării metodei RNP s-a ajuns la concluzia că mărimea optimă oscilează în jurul valorilor de 160 — 250 m. În lucrările noastre au fost utilizate baze de însumare egale cu 160 şi 240 m, care au oferit o putere de rezoluţie suficientă (şi o productivitate mulţumitoare).

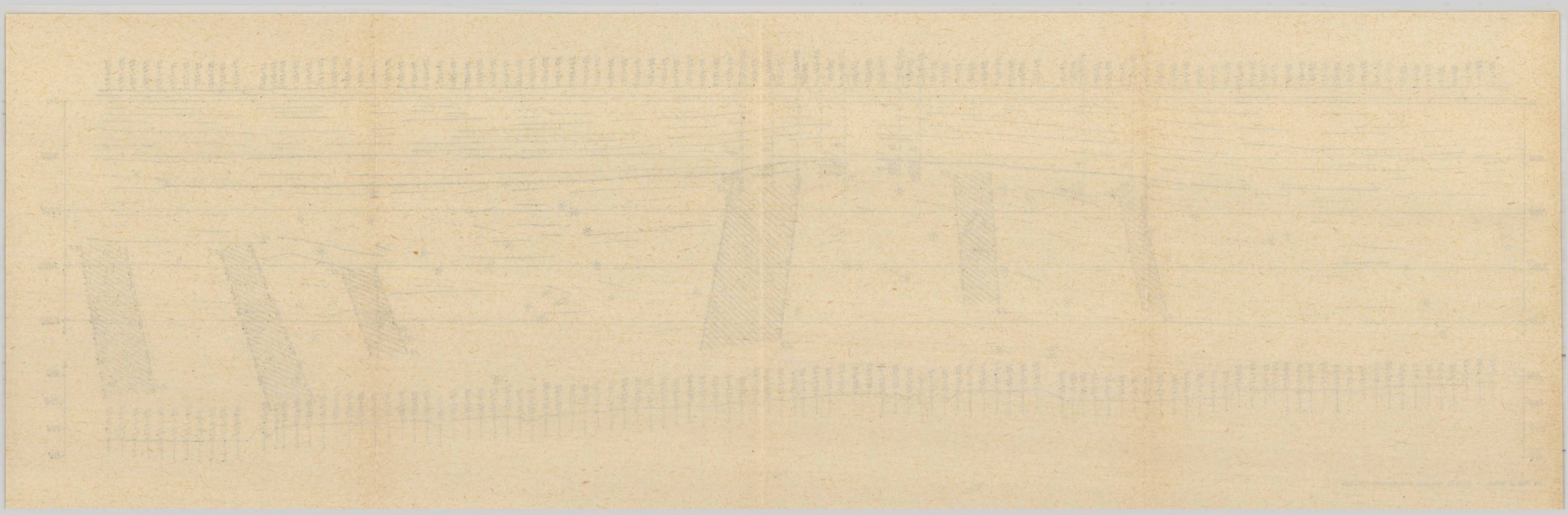
Înregistrările de teren au fost efectuate fără mixer, cu filtru IV al staţiei SS-26-51-D şi cu regulatorul de amplitudine conectat. În lucrările de teren în afara înregistrărilor longitudinale pe profil au fost efectuate înregistrări perpendiculare pe aliniamentul profilului (aşa-zise înregistrări în cruce), destinate identificării undelor reflectate sosite din planul vertical al profilului, precum şi a undelor sosite din plane laterale.

Prelucrarea înregistrărilor de teren de pe filme s-a făcut prin două procedeuri : unul cu ajutorul sumatorului PFS-2 din care au fost obţinute sumograme, iar al doilea cu ajutorul unui adaptor ataşat sumatorului PFS-2 şi care a permis obţinerea de secţiuni de timp pe principiul densităţii variabile. Adaptorul amintit a fost contruit de un colectiv de ingineri al Intreprinderii de prospecţiuni geologice şi geofizice compus din ing. Dragoş Mărgăritescu, Victor Negrescu şi ing. Vintilă Mendrino, care folosind posibilitatea sumatorului de redare al înregistrărilor primare canal cu canal, precum şi viteza constantă de redare, au realizat transformarea înscrierii cu amplitudine variabilă în înscriere cu densitate variabilă.

Procesul de însumare a fost precedat de corectarea filmelor cu corecţii statice, stabilite în majoritatea cazurilor instrumental pe baza axelor de sinfază ale undelor predominante ca intensitate şi neinterferate. În lipsa acestora s-au folosit primele sosiri ale undei directe sau refractate de la baza zonei de alteraţie. Separarea clară prin punerea în evidenţă a undelor, conform cu criteriile de însumare descrise mai sus, a servit drept metodă de verificare a gradului de precizie al corecţiilor statice.

Fig. 4

Ion Pop și colab. – Metoda recepției direcționate reglabile



Din practica acumulată în aplicarea metodei RNP s-a ajuns la concluzia că metodele analitice de calcul al corecțiilor statice nu dau precizia necesară.

Mai sus s-a amintit că în metoda RNP pe lîngă filtrajul folosit curent în teren în procesul de înregistrare al cărui rol este cunoscut [1], [2], [7], sumatorul PFS-2 oferă posibilități de filtraj atît în benzi largi de frecvență cît și în benzi înguste. Rolul filtrajului suplimentar în recepția direcționată reglabilă, este de a forma spectrul undelor seismice. Din experiența aplicării metodei s-a observat că acest filtraj joacă un rol hotărîtor prin aceea că poate schimba în anumite limite frecvența de bază a impulsului, prin deplasarea ei spre frecvențe mai înalte sau mai joase, adică de a forma impulsul în sensul dorit și prin aceasta de a influența rezolvarea undelor interferate [2].

Ținînd cont de aceste considerente principiale ale metodei, însumarea filmelor s-a făcut în mai multe variante, prin folosirea filtrajului suplimentar pe diferite benzi, ca de exemplu 35-200 Hz, 25-200 Hz, 45-200 Hz, 45-90 Hz.

Interpretarea simultană a tuturor variantelor de sumograme a oferit mari posibilități în descifrarea tabloului de unde, prin analiza variației raportului intensității diferitelor unde în diverse benzi de frecvență. Variația acestui raport se datorește faptului că undele seismice de natură diferită se caracterizează în general prin spectre ale căror componente predominante variază în limite de frecvențe apreciabile [1], [2], [6].

Din cele expuse se poate conchide că o undă poate să apară predominantă ca intensitate într-o anumită bandă de filtraj suplimentar, în timp ce în altă bandă, aceeași undă poate fi atenuată sensibil în scopul de a scoate în evidență alte unde. Pe baza acestor proprietăți ale undelor seismice, precum și pe baza posibilităților aparaturii RNP arătate mai sus, a putut fi obținută slăbirea intensității unor unde perturbatoare și ridicarea relativă a intensității undelor utile în zonele caracterizate prin înregistrări puternic interferate.

O ilustrare a celor de mai sus este prezentată în figura 5 (*a*) și 6 (*a*) prin exemplul a două sumograme ce aparțin pichetului 70 + 40. Ele au fost însumate în două benzi de filtraj suplimentar diferite și anume 35-200 Hz și 45-200 Hz. Sumograma obținută cu filtrul 35-200 Hz pune în evidență între timpii 0,700-2,0 s, unde a căror intensitate este aproximativ aceeași cu excepția undei cu timpul de sosire de 1,020 s, care se impune printr-o intensitate mai mare. Sumograma aceluiași dispozitiv, obținută cu un filtru suplimentar ceva mai ridicat, adică 45-200 Hz, prezintă un tablou de unde diferit, deoarece unda de la timpul $t = 1{,}150$ s, nu mai apare, unda cu timpul $t = 1{,}350$ s, apare cu o singură fază, iar unda imediat următoare ca timp are un δt diferit decît pe sumograma anterioară iar intensitatea ei este mult scăzută în comparație cu celelalte unde, chiar mai mult decît la undele cu timpi de sosire mai mari. Interesant este că undele a căror intensitate este mai sensibilă la schimbarea filtrajului suplimentar de la 35-200 Hz la 45-200 Hz sînt sosite din apropierea limitei de discordanță.

În general, pe sumograma obținută cu filtrul suplimentar 45-200 Hz se observă o separare în timp a undelor mult mai bună decît pe sumograma filtrului 35-200 Hz, undele avînd o amortizare bună, durata oscilației reducîndu-se la una sau două faze. Acest lucru mărește mult precizia metodei.

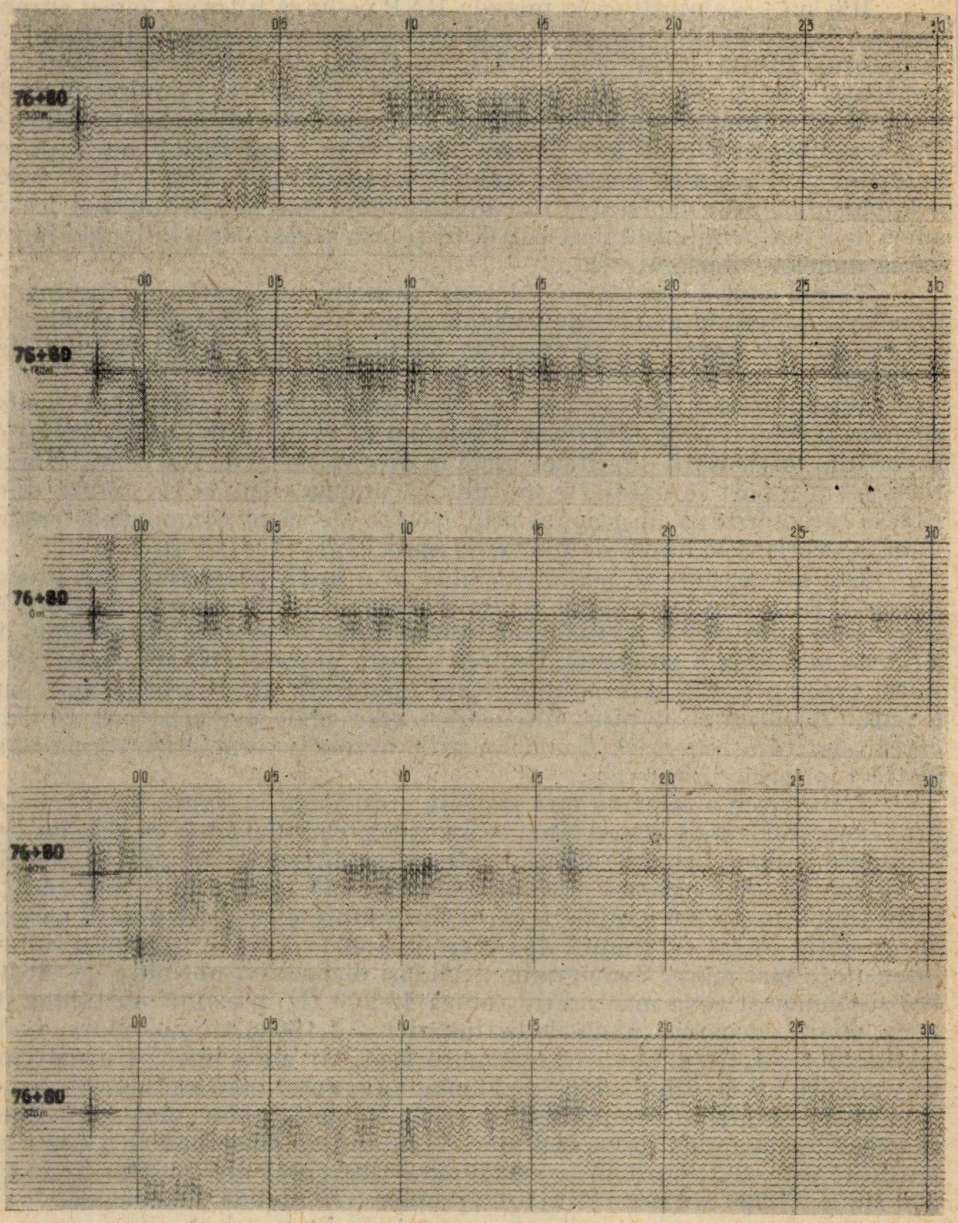


Fig. 5

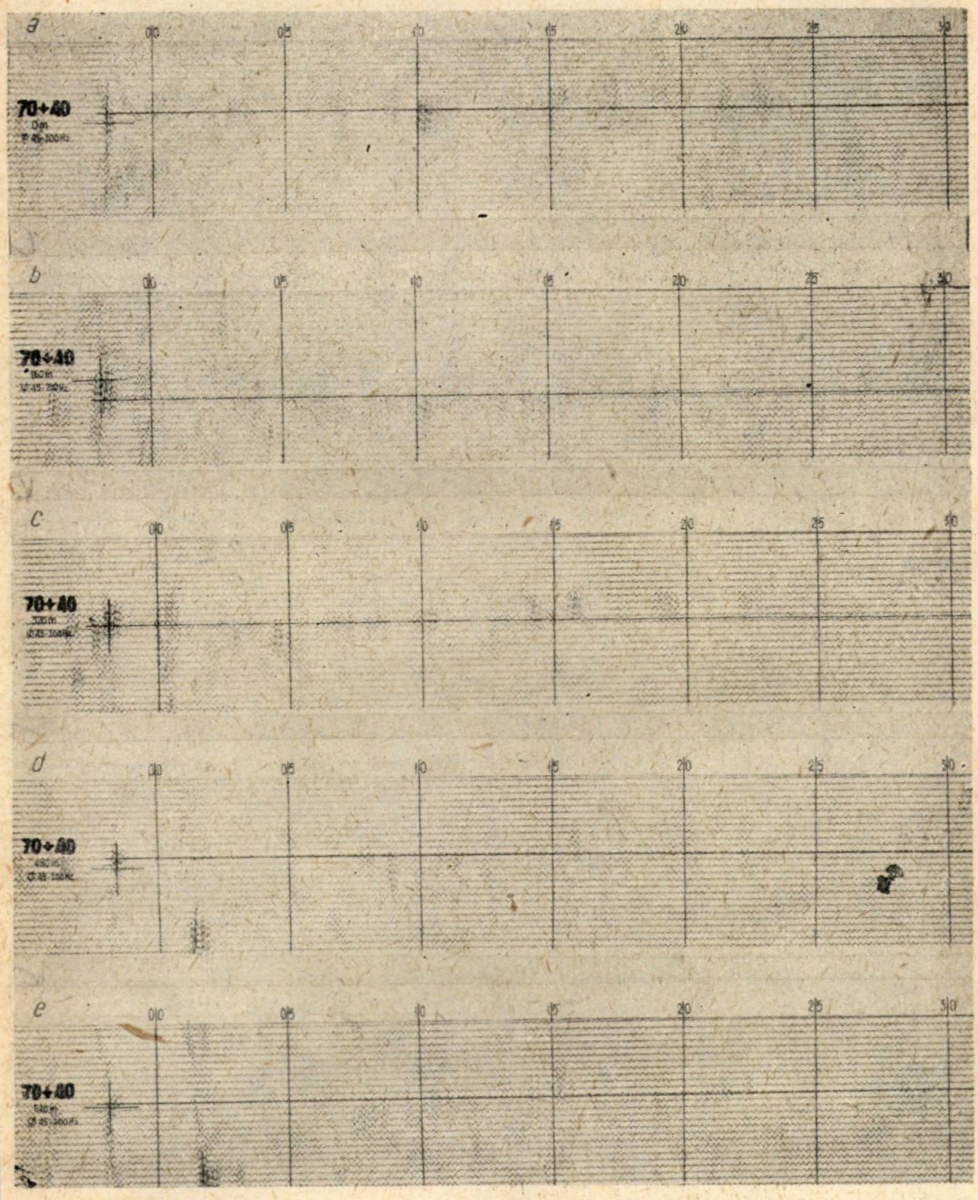


Fig. 6

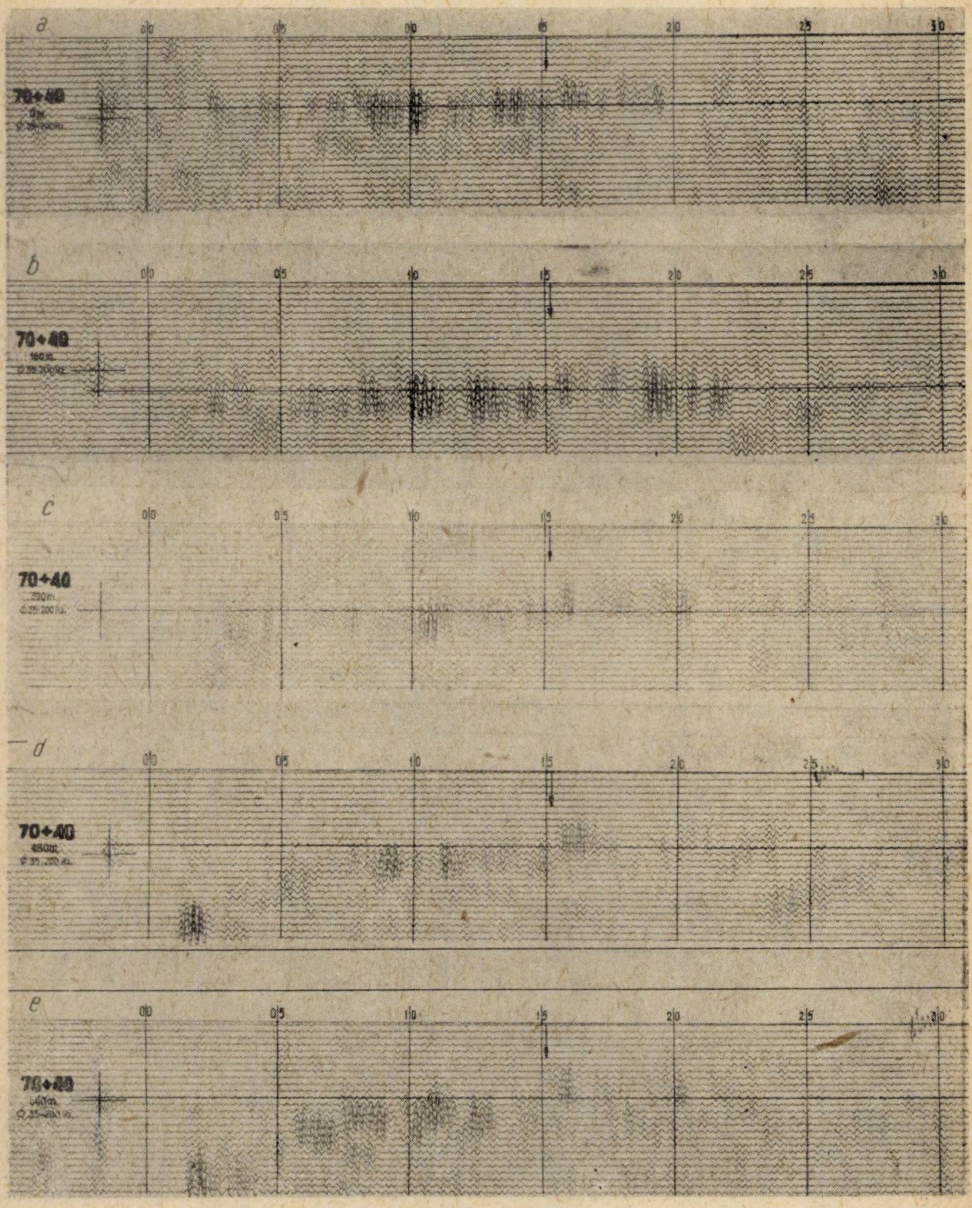


Fig. 7

Demnă de remarcat este evidențierea clară a discordanței pe picheții 70+40 și 76+80 (fig.5,7) ce apare între grupul de unde cu timpi de sosire pînă la 1,5 s și grupul de unde cu timpi mai mari de 1,5 s. De exemplu, pe sumograma simetrică față de punctul de împușcare (0+00, fig. 5,*a*) undele pînă la timpii de 1,5 s au un $\delta t = -0{,}006$ s, ceea ce corespunde unei $V^* = -27\,000$ m/s, în timp ce undele cu timpi mai mari de 1,5 s au un $\delta t = +0{,}012$ s adică un $V^* = +13\,000$ m/s. În interpretarea cantitativă desigur s-au folosit în primul rînd criteriile cinematice, adică corelarea în timp a undelor pe baza timpilor de sosire, precum și prin studiul legii de variație a parametrului δt (adică urmărirea formei hodografului), dar acestea au fost completate cu analiza calitativă spectrală descrisă mai sus.

Un al treilea criteriu de interpretare care le verifică pe primele două, este corelabilitatea pe secțiunea de adîncime (în ipoteza alegerii juste a legii de viteză) a elementelor reflectatoare construite pe baza undelor determinate ca reflectate.

În general s-a observat o bună corelare în timp a undelor, punîndu-se în evidență orizonturi continue pe porțiuni de profil apreciabile (fig. 5,7). Undele perturbatoare în general au fost de natură difractată, provenite de la numeroase accidente tectonice precum și de la locurile de trunchiere ale formațiunilor prepliocene.

Prin interpretarea cantitativă a acestor unde s-au obținut centre sau zone de difracție care indică fracturi sau zone de fractură și care explică discontinuitatea limitelor reflectatoare.

De un real folos au fost și secțiunile de timp care în zonele lipsite de interferențe au permis corelarea undelor reflectate cu aspect caracteristic, iar în zonele de fracturi au sugerat prezența undelor difractate.

În zonele cu interferențe puternice unde nu se observă unde corelabile predominante pe aceste secțiuni, prelucrarea RNP și-a arătat din plin eficacitatea față de metodele de corelare continuă.

REZULTATE

Din interpretarea datelor seismice obținute prin metoda RNP în Depresiunea Precarpatică sînt prezentate trei secțiuni, care pot fi considerate ca reprezentative în ilustrarea eficacității metodei. Ele aduc completări asupra structurii formațiunilor pliocene, permițînd detalizarea unor structuri deja cunoscute, iar pentru formațiunile prepliocene s-au obținut date cantitative noi care contribuie la descifrarea tectonică de sub limita de discordanță[1]).

Astfel secțiunea I (fig. 8) orientată transversal pe axele structurilor, pune în evidență clar limita de discordanță dintre formațiunile pliocene și prepliocene pînă în dreptul picheților 43 + 20 și respectiv 33[40].

În porțiunea celor doi picheți se observă o ușoară boltire a formațiunilor prepliocene, pe seama căreia poate fi pusă probabil discontinuitatea limitelor reflectatoare. De altfel în această zonă se observă o cădere a limitei de discordanță cu circa 150 m, cauzată de falia din zona pichetului

[1]) M. ALEXANDRESCU, I. HĂRĂBOR, A. CEAPOIU, *Raport final asupra lucrărilor seismice prin metoda RNP din Depresiunea Precarpatică*. I.P.G.G., 1964, 1965.

3340. Orizonturile reflectatoare de sub limita de discordanţă ale formaţiunilor prepliocene prezintă înclinări mult mai mari decît cele pliocene, iar în dreptul picheţilor 67, 63, 19 aceste orizonturi sînt trunchiate de limita de discordanţă.

Secţiunea profilului II (fig. 9) orientat tot pe direcţie transversală faţă de axele structurale, oferă o imagine detaliată asupra formaţiunilor pliocene printr-un mare număr de limite continue, chiar în zona de boltă.

Se remarcă o bună concordanţă a înclinării limitelor reflectatoare cu aceea a limitelor obţinute din date de foraj. Secţiunea oferă de asemenea bogate informaţii asupra formaţiunilor prepliocene pînă la o adîncime de circa 5 500 m, punînd în evidenţă mai mult zone de fractură. Comparînd această secţiune cu secţiunea de timp obţinută pe acelaşi profil, precum şi cu o secţiune de adîncime a unui profil de corelare continuă executat în apropiere, se observă că pe ultimele două secţiuni corelarea sigură este posibilă numai pentru limitele pliocene, adică pînă la o adîncime de circa 2000 m, mai jos însă este întreruptă din cauza interferenţelor generate de numeroasele unde difractate de zonele de fractură (fig.4, 9).

Un al treilea profil orientat pe o direcţie presupusă aproximativ paralelă cu axele structurale (fig.10), oferă posibilitatea stabilirii relaţiilor structurale între mai multe structuri cunoscute. Această secţiune se impune printr-o adîncime de investigaţie de circa 6 000 m. Limitele din formaţiunile pliocene se urmăresc foarte bine, fiind continue ; se remarcă de asemenea o discordanţă unghiulară între formaţiunile pliocene şi cele prepliocene (între picheţii 123+00—142+20), precum şi o zonă de prag în dreptul pichetului 151+80 cu caracter faliat.

CONCLUZII

Aplicarea metodei seismice a recepţiei directive reglabile a permis obţinerea unor rezultate concludente asupra structurii geologice a unei zone complicate din punct de vedere tectonic, în care metoda corelării continue nu a permis obţinerea de informaţii interpretabile de la formaţiuni cu adîncime mai mare de circa 2 000 m.

Rezultatele pozitive se datorează capacităţii mari de rezoluţie specifice metodei, precum şi posibilităţii folosirii unor scheme de observaţii cu acoperiri multiple. Gradul de acoperire multiplă suficientă pentru rezolvarea unor probleme geologice complicate, nu depăşeşte ordinul II sau III, deci nu trece la o ridicare exagerată a preţului de cost al lucrărilor.

Metodica de teren relativ simplă, care în lipsa undelor superficiale se reduce la înregistrări cu receptori singulari, face de asemenea ca metoda să devină avantajoasă din punct de vedere economic.

Pentru mărirea considerabilă a adîncimii de investigaţie, desigur, trebuie create condiţii de generare optime în vederea ridicării intensităţii undelor utile deasupra fondului de zgomot generat de microseisme sau alte unde perturbatoare cu intensitate mare.

Desigur dotarea metodei cu aparatură modernă, cu o gamă dinamică mare, ar duce atît la o îmbunătăţire a calităţii înregistrărilor cît şi la creşterea preciziei de prelucrare şi creşterea randamentului aparaturii

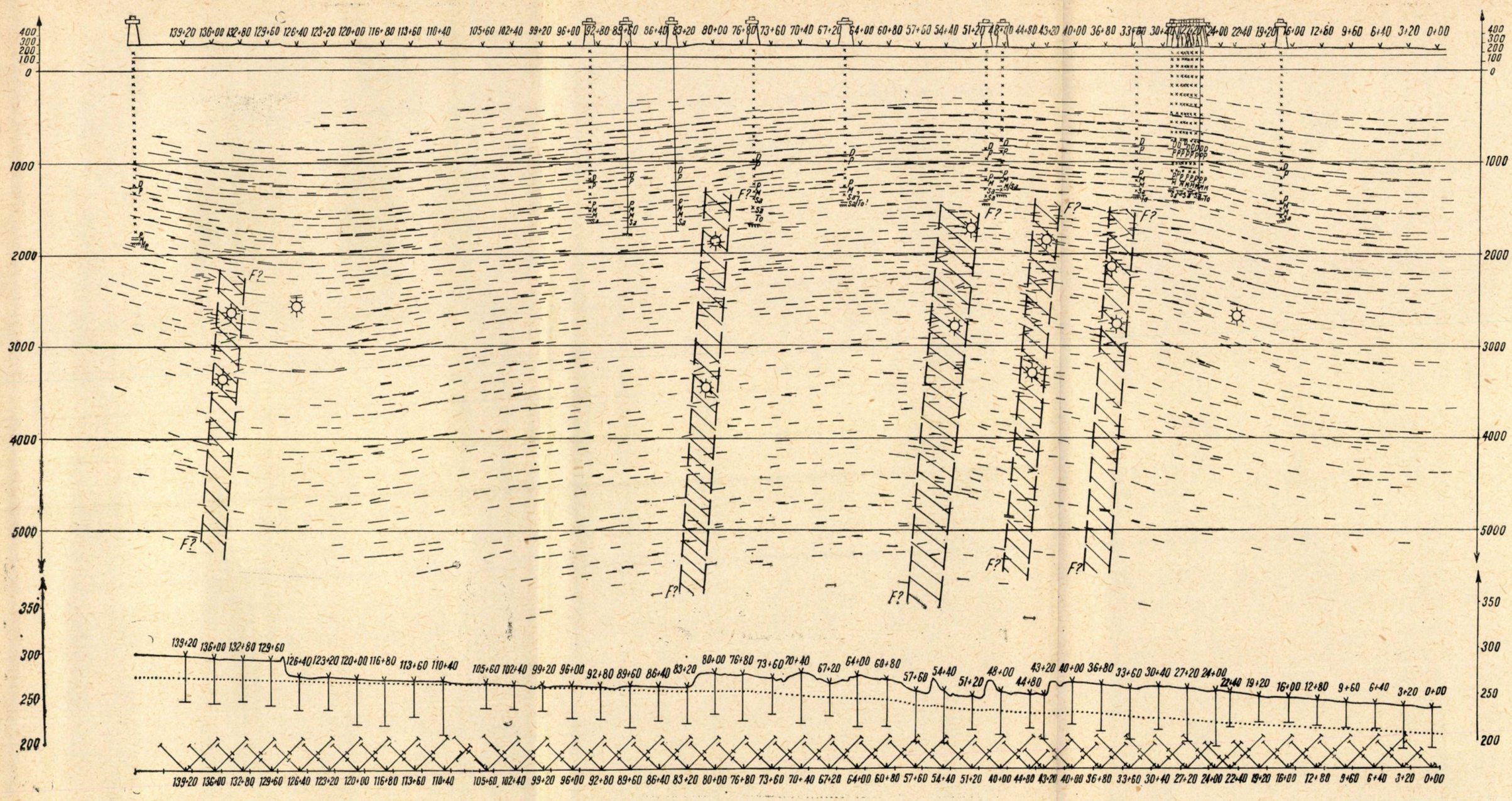
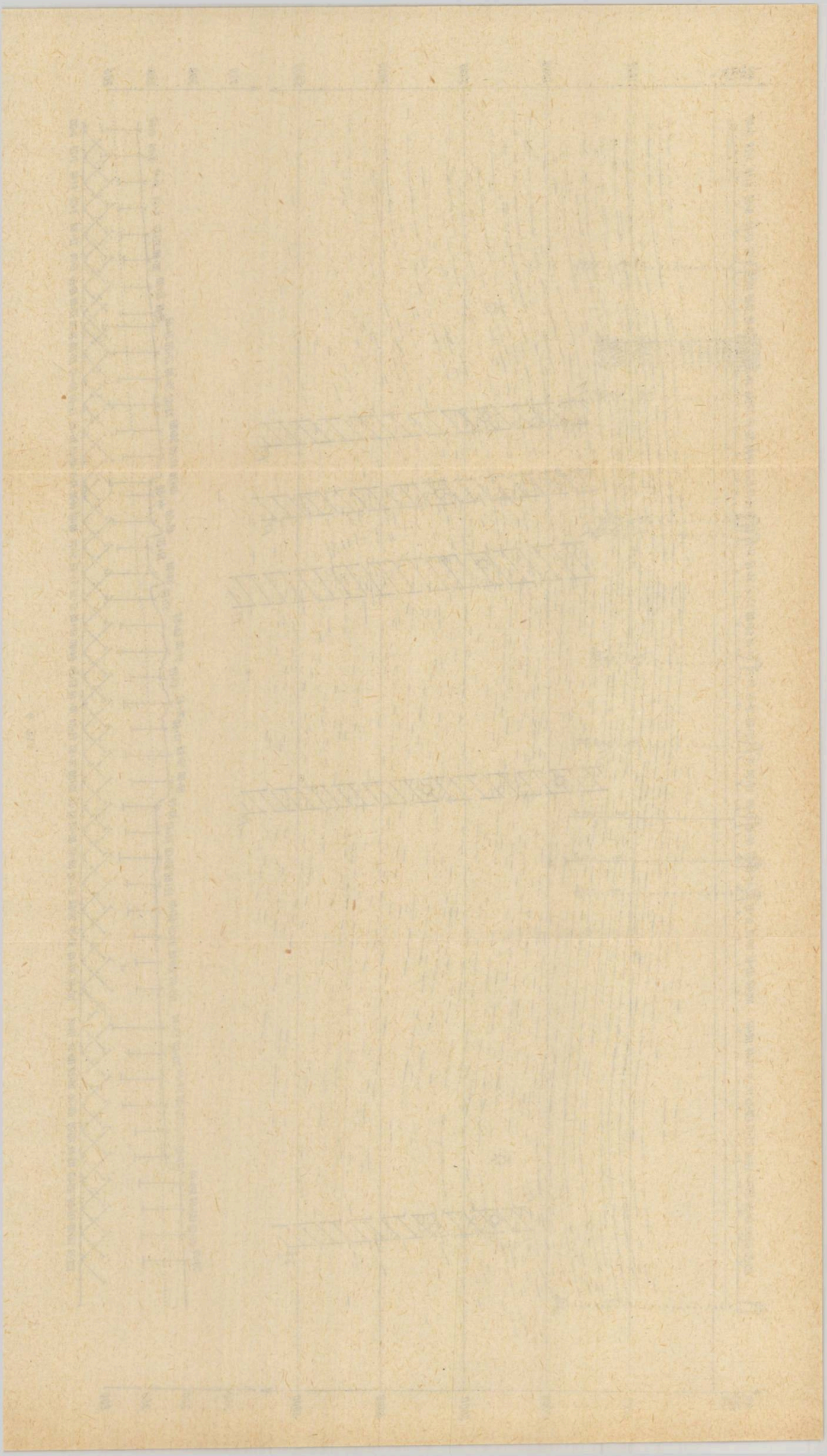

139+20 136+00 132+80 129+60 126+40 123+20 120+00 116+80 113+60 110+40 105+60 102+40 99+20 96+00 92+80 89+60 86+40 83+20 80+00 76+80 73+60 70+40 67+20 64+00 60+80 57+60 54+40 51+20 48+00 44+80 43+20 40+00 36+80 33+60 30+40 27+20 24+00 22+40 19+20 16+00 12+60 9+60 6+40 3+20 0+00
400
300
200
100
0
1000
2000
3000
4000
5000
F?
Pe
P
M
Sa
To
350
300
250
200

Fig. 9



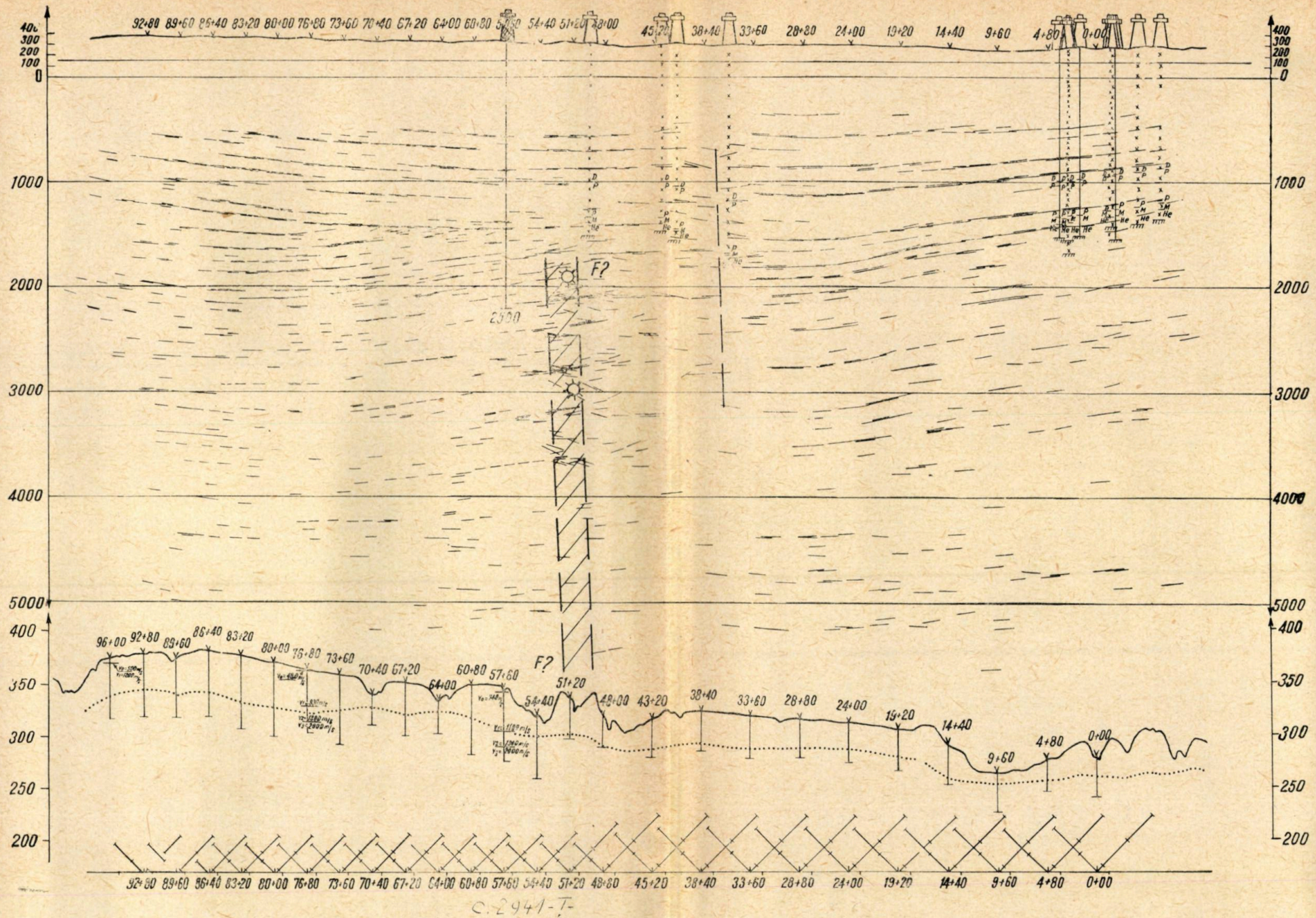


Fig. 8

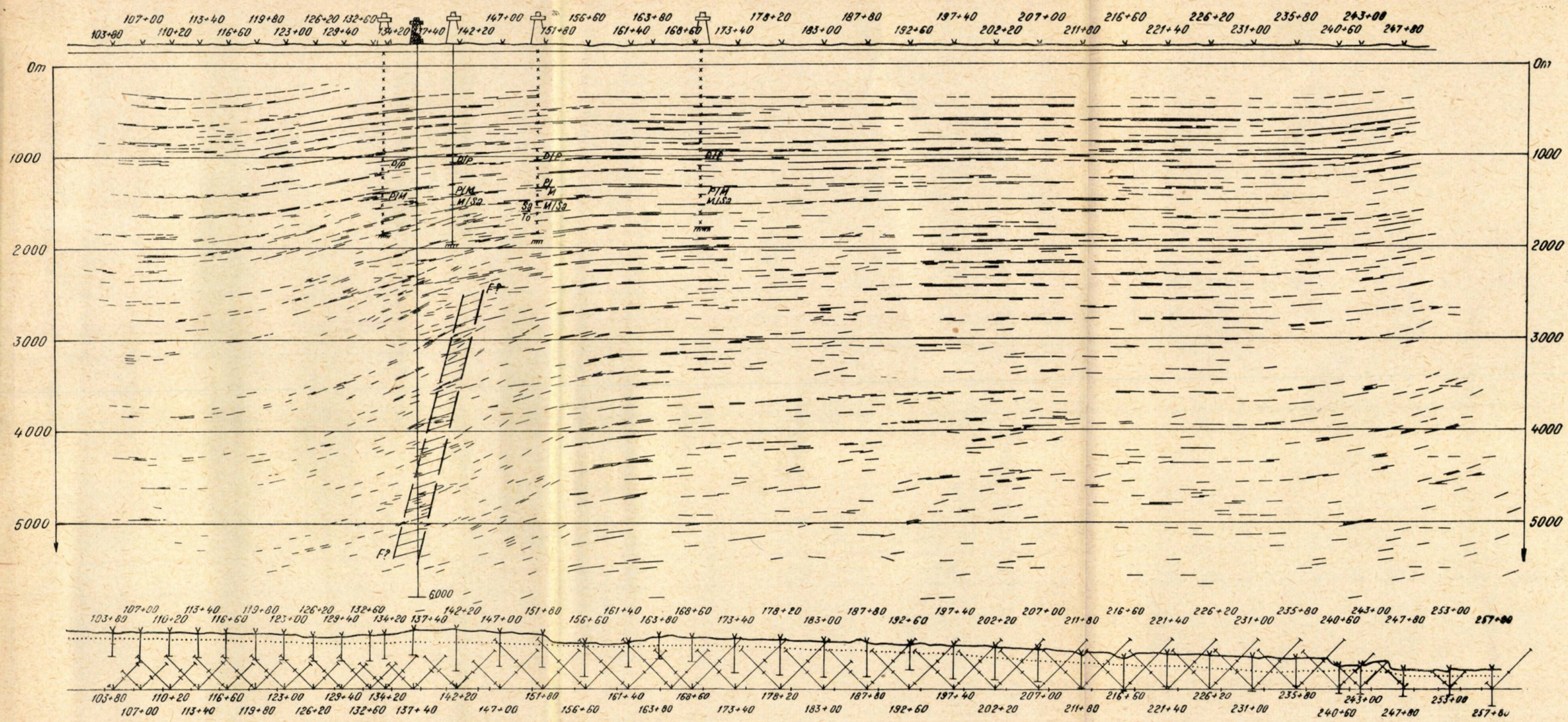

0m
1000
2000
3000
4000
5000
6000
F?
DIP
PLM
M/Sg
103+80
107+00
110+20
113+40
116+60
119+80
123+00
126+20
129+40
132+60
134+20
137+40
142+20
147+00
151+80
156+60
161+40
163+80
168+60
173+40
178+20
183+00
187+80
192+60
197+40
202+20
207+00
211+80
216+60
221+40
226+20
231+00
235+80
240+60
243+00
247+80
253+00
257+80

Fig. 10

de înregistrare și prelucrare. Aceasta ar mai oferi posibilități în plus la prelucrare, prin folosirea variantei a doua de corelare a metodei RNP și deci la creșterea eficacității economice a metodei.

Primită la redacție la 7 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. I. I. Gurvici, *Prospecțiunea seismică*. Gostoptehizdat, Moscova, 1961.
2. L. A. Riabinkin, I. V. Napalkob ș.a., *Teoria și practica metodei seismice RNP*. Gostoptehizdat, Moscova, 1962.
3. A. A. Harkevici, *Spectre și analiză*. G.I.T.T.L., Moscova, 1957.
4. L. A. Riabinkin, *Variantele metodei seismice RNP și metodele de grupare*. Culegerea „Prospecțiunea și exploatarea zăcămintelor de petrol și gaze". Gostoptehizdat, Moscova, 1958.
5. T. I. Obloghina, *Despre undele seismice difractate*. Priclad. gheofiz., *20* (1958).
6. — *Caracteristicile dinamice ale undelor elastice difractate*. Izv. AN U.R.S.S., Seria geofiz., 4 (1956).
7. M. L. Antokolski, *Despre problema selecției de frecvență în prospecțiunea seismică*. Priclad. gheofiz., *8* (1952).

CONTRIBUȚII LA DESCIFRAREA TECTONICII DE ADÎNCIME A ZONEI FLIȘULUI EXTERN ȘI ZONEI NEOGENE DIN NORDUL CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

O. DICEA, E. ALI MEHMED și A. DAMIAN

Intreprinderea de prospecțiuni geologiece și geofizice, str. Coralilor nr. 20

Regiunea care constituie obiectul lucrării de față este limitată la sud de valea Moldovei, iar la nord de valea Sucevei. Lucrările s-au efectuat prin metoda seismosondajelor spațiale de masă, pe coridoare care au traversat flișul extern și zona neogenă din Carpații Orientali și marginea vestică a Platformei Moldovenești.

Forajele de mare adîncime executate în ultimii ani în partea de nord a flișului extern au arătat că acesta are o structură în pînze de șariaj, confirmînd prin aceasta ideile deja cunoscute (I. Atanasiu, 1943 ; T. Joja, 1951 ; I. Băncilă, 1958). S-a constatat că sub depozitele de fliș și miocene, platforma avansează mult spre vest față de limita la zi a depozitelor atribuite zonei de platformă.

Extinderea rezultatelor obținute prin sonde și descifrarea în restul suprafației Carpaților Orientali a raporturilor structurale dintre unitățile geologice majore, a fost încercată cu ajutorul prospecțiunilor seismice[1].

Caracteristicile morfologice și tectonice ale unităților ce urmau a fi cercetate au impus aplicarea unei metodici adecvate și anume : metoda seismosondajului spațial de masă (V. D. Zavialov).

Pentru crearea unui cadru general de informații s-au executat coridoare pe căile mai accesibile și transversal pe direcția generală a structurilor majore. Prin aceasta s-a asigurat o densitate de informații satisfăcătoare, pentru argumentarea statistică a interpretărilor geologice ulterioare[2].

La interpretarea înregistrărilor seismice s-au folosit datele de viteză din sondele seismocarotate în flișul extern și zona neogenă, iar la trecerea

---

[1]) D. PAICU, O. DICEA, M. MARINESCU, *Contribuția prospecțiunilor seismice la rezolvarea unor probleme structurale din principalele unități geologice de interes petrolifer din R.P.R.* Com. Simp. geofiz. apl., iulie 1962.

[2]) E. ALI MEHMED, *Raport final asupra prospecțiunilor seismice executate în regiunea Vama—Rădăuți de secția 36—38/65.* I.P.G.G., 1965.

E. ALI MEHMED ș.a., *Raport final asupra prospecțiunilor seismice prin metoda S.S.M. în regiunea valea Moldovei și valea Ozanei.* I.P.G.G., 1964.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM 4 NR. 2 P. 389—393 BUCUREȘTI 1966

dintre depozitele de platformă şi cele de depresiune s-au folosit desfăşurate de viteze.

Flişul extern de pe teritoriul regiunii cercetate este reprezentat prin formaţiuni ce aparţin cretacicului, paleogenului şi miocenului. Cretacicul este reprezentat prin şisturi negre ce apar în cîteva butoniere la limita de sud a regiunii şi Stratele de Hangu. Şisturile negre şi Stratele de Hangu formează subasmentul imediat al paleogenului flişului extern.

Pe criterii litofaciale, în depozitele paleogenului s-a separat o zonă internă în constituţia căreia intră ca serii caracteristice eocenul în faciesul gresiei de Tarcău şi oligocenul în faciesul de Krosno, o zonă externă (marginală şi externă) în care eocenul este calcaros-grezos, iar oligocenul îmbracă faciesul gresiei de Kliwa, şi o zonă de tranziţie (zonă intermediară) în care eocenul cuprinde atît gresii de Tarcău cît şi depozite calcaroase, iar oligocenul se dezvoltă în faciesul gresiei de Kliwa.

Raporturile geometrice dintre cele trei zone faciale a permis separarea unor unităţi şi subunităţi tectonice a căror denumire şi valoare a variat de la autor la autor (T. Joja, 1952, 1953 ; G. Cernea, 1952 ; I. Băncilă, 1952 , 1955, 1958, 1963).

În lucrarea sa de sinteză asupra Carpaţilor Orientali, I. Băncilă a separat în flişul extern al Carpaţilor Orientali o unitate medio-marginală cu rol de pînză (unitate superioară) şi o unitate externă cu rol de autohton.

Depozite miocene în flişul extern sînt menţionate la Plotoniţa la sudul regiunii şi în sondele săpate în bazinul rîului Suceava.

Zona neogenă, care după datele actuale constituie o pînză separată (pînza pericarpatică, I. Băncilă, 1958, 1963) cuprinde formaţiuni de tip molasă (conglomerate, gresii, marne, argile şi depozite de precipitaţie chimică), ce au fost atribuite acvitanianului, burdigalianului, helveţianului şi tortonianului.

Platforma Moldovenească, la contactul cu zona neogenă, prezintă la suprafaţă numai depozitele sarmaţianului nisipoase-marnoase, iar în sonde s-a întîlnit buglovianul marnos, tortonianul marnos şi gipso-anhidritic, eocenul în facies epicontinental cu numuliţi, cretacicul calcaro-marnos, jurasicul, triasicul şi paleozoicul.

Compoziţia litologică a unităţilor flişului şi zonei neogene este favorabilă înregistrărilor seismice de calitate. Aranjamentul tectonic însă a constituit principalul obstacol în calea rezultatelor de calitate. Înclinările mari de 70—80° frecvente în unele sectoare ale flişului paleogen şi zonele puternic faliate, s-au reflectat nefavorabil în înregistrările seismice. Acolo unde înclinările stratelor sînt mai mici şi falierea mai redusă, indiferent de unitatea geologică în care ne găsim, materialul seismic este de bună calitate.

În interpretarea geologică am ţinut seamă de efectul statistic al datelor furnizate de metoda de înregistrare, de datele de sondă cunoscute din regiune sau din regiuni limitrofe, precum şi de stilul tectonic general cunoscut.

Materialul seismic permite identificarea traseelor principalelor linii tectonice pînă la adîncimea de 4 000—5 000 m.

În masa reflecţiilor de pe secţiuni se separă uneori cu uşurinţă, alteori ceva mai greu, anumite regimuri de înclinări predominante care,

în urma corelării cu elementele geologice de suprafață și din sonde, capătă o semnificație stratigrafică sau tectonică mai precisă.

Astfel, pe toate secțiunile care traversează marginea platformei, zona neogenă și zona flișului extern, la adîncimi ce variază de la nord spre sud între 800—2 500 m, se remarcă în partea estică un pachet de reflecții cu dispoziție orizontală sau cvasiorizontală. În cuprinsul acestui pachet se detașează un nivel de orizonturi reflectatoare cu aspect caracteristic. În partea vestică a acestui pachet și trecînd oblic spre partea superioară, se înregistrează alt pachet de reflecții cu dispoziție înclinată față de primul pachet. Înclinarea generală a pachetului este spre vest.

Interpretînd pe baza criteriului statistic orizonturile respective putem trasa, la limita de discordanță dintre pachetul de reflecții înclinat și pachetul orizontal sau cvasiorizontal, o importantă linie tectonică — *linia pericarpatică* (Mrazec, 1902; Băncilă, 1958, 1963) [2]. Această interpretare concordă atît cu datele geologice de suprafață, cît și cu rezultatele sondelor (fig. 1).

Prelungirea bazei pachetului înclinat, spre suprafață, ne conduce la constatarea că *linia pericarpatică* rămîne sub placa de sarmațian inferior-mediu a Platformei Moldovenești. Nivelul de reflecții cu aspect caracteristic corespunde cu suprafața orizontului gipso-anhidritic din tortonianul superior.

Pe secțiuni acest orizont se urmărește mult spre vest, pe sub încălecarea unității pericarpatice, ajungînd chiar sub pînzele flișului extern. Pe această bază putem deduce valoarea încălecării unității pericarpatice, care variază între 3—7 km pe secțiunile prezentate (fig. 2).

Din loc în loc orizontul caracteristic prezintă sărituri pe verticală sau reflecții încrucișate, care au fost interpretate ca indici de falii. Aceste indicații, împreună cu reflecțiile caracteristice, au permis întocmirea unei hărți la suprafața orizontului gipso-anhidritic pe marginea vestică a Platformei Moldovenești (fig. 1).

Faliile longitudinale (I—I, II—II, III—III, IV—IV) marchează marginile unor trepte de afundare a platformei spre vest. Dispoziția reflecțiilor caracteristice în cuprinsul fiecărei trepte sugerează uneori cute anticlinale și sinclinale (exemplu treptele marcate de faliile I—I, II—II, III—III și IV—IV). Pe treapta dintre faliile I și II se remarcă un anticlinal și un sinclinal de platformă a căror dezvoltare longitudinală este destul de importantă (fig. 1).

Sub orizontul caracteristic, reflecțiile înregistrate pînă la adîncimea de 5 000—6 000 m sugerează o zonă depresionară. Faliile evidențiate la nivelul orizontului caracteristic se urmăresc și în adîncime, încît zona depresionară este compartimentată în mai multe blocuri. Axul depresiunii se situează sub încălecarea pînzelor flișului extern.

Comparînd datele înregistrărilor seismice cu cele ale sondelor din bazinul rîului Suceava (fig. 2, secț. I) ajungem la concluzia că această zonă depresionară poate fi interpretată ca o prelungire a depresiunii jurasice Lvov-Lublin de pe teritoriul Ucrainei, pe teritoriul țării noastre. La nord de graniță axul depresiunii iese de sub încălecarea flișului și zonei neogene și se deplasează spre exterior în domeniul Platformei Podolice.

Cunoscînd aceeaşi imagine pe toate secţiunile seismice înregistrate mai la sud, credem că Depresiunea Lvov se leagă printr-un culoar de lărgimi variabile cu Depresiunea Bîrladului.

Această depresiune epiplatformică a funcţionat ca atare în timpul paleozoicului şi jurasicului. În timpul cretacicului inferior şi mediu ea a fost exondată împreună cu platforma, cu care de aci înainte a format corp comun pînă la încheierea evoluţiei geotectonice a geosinclinalului carpatic.

Spre vest, această depresiune era mărginită de orogenul şisturilor verzi, orogen care începînd cu cretacicul inferior a jucat un rol foarte important în formarea sedimentelor de tip fliş şi molasă din geosinclinalul carpatic.

Evidenţierea acestei depresiuni prin prospecţiunea seismică vine să confirme ideile unor geologi care au abordat în lucrările lor această problemă (Murgoci, 1911 ; I. Băncilă, 1963). Se aduce totodată o precizare asupra traseului probabil al reliefului şisturilor verzi, relief care a furnizat un timp îndelungat material sedimentelor flişului şi molasei geosinclinalului carpatic. Acest traseu trebuie căutat la vest de actuala frunte a pînzelor flişului extern, deci sub încălecarea acestora. Conglomeratele cu şisturi verzi, în poziţia lor actuală alohtonă, constituie un indiciu asupra provenienţei, dar nu asupra poziţiei actuale a sursei de alimentare.

În cuprinsul flişului extern se pot trasa relativ uşor liniile medio-marginală şi externă (I. Băncilă) (fig. 2).

În partea nordică (valea Sucevei) încălecarea unităţii medio-marginale lasă să apară la suprafaţă unitatea externă în semifereastra Putnei (T. Joja, 1951) (secţ. I) [3]. Spre sud unitatea externă este depăşită de unitatea medio-marginală (secţ. II şi IV). Pe secţiunea III unitatea externă iese din nou la suprafaţă.

Unitatea pericarpatică prezintă cînd o dezvoltare continuă de la suprafaţă spre rădăcină (secţ. II, III), cînd o laminare, în care fruntea pînzei apare ca o lamă de rabotaj ruptă de rădăcină (secţ. I, IV).

În evoluţia geosinclinalului flişului carpatic falia pericarpatică a avut un rol foarte important. Ea a jucat rolul unei falii profunde la contactul dintre depresiune şi platformă, prin intermediul căreia, la începutul cretacicului, compartimentul vestic s-a coborît, dînd geosinclinalul flişului. Ulterior, tot prin intermediul acestei falii, platforma a coborît exercitînd o subîmpingere asupra sedimentelor de fliş şi molasă din vest, care au încălecat marginea platformei. În sarmaţianul inferior (faza atică), falia pericarpatică devine o importantă linie de şariaj, aducînd molasa miocen inferioară peste molasa miocen superioară.

În cuprinsul pînzelor se pot trasa falii şi unele cute. Sinclinalele şi anticlinalele largi de la suprafaţă apar clar şi pe secţiunile seismice (secţ. I, III, IV).

CONCLUZII

Cercetările seismice prin metoda seismosondajelor spaţiale de masă între valea Moldovei şi valea Sucevei, au condus la obţinerea unui material concludent.

HARTA STRUCTURALĂ LA ORIZONTUL ANHIDRITIC PE MARGINEA VESTICĂ A PLATFORMEI MOLDOVENEȘTI

Fig. 1.

SECȚIUNI SEISMICE VERTICALE INTERPRETATE GEOLOGIC

REG. V. MOLDOVEI – V. SUCEVEI

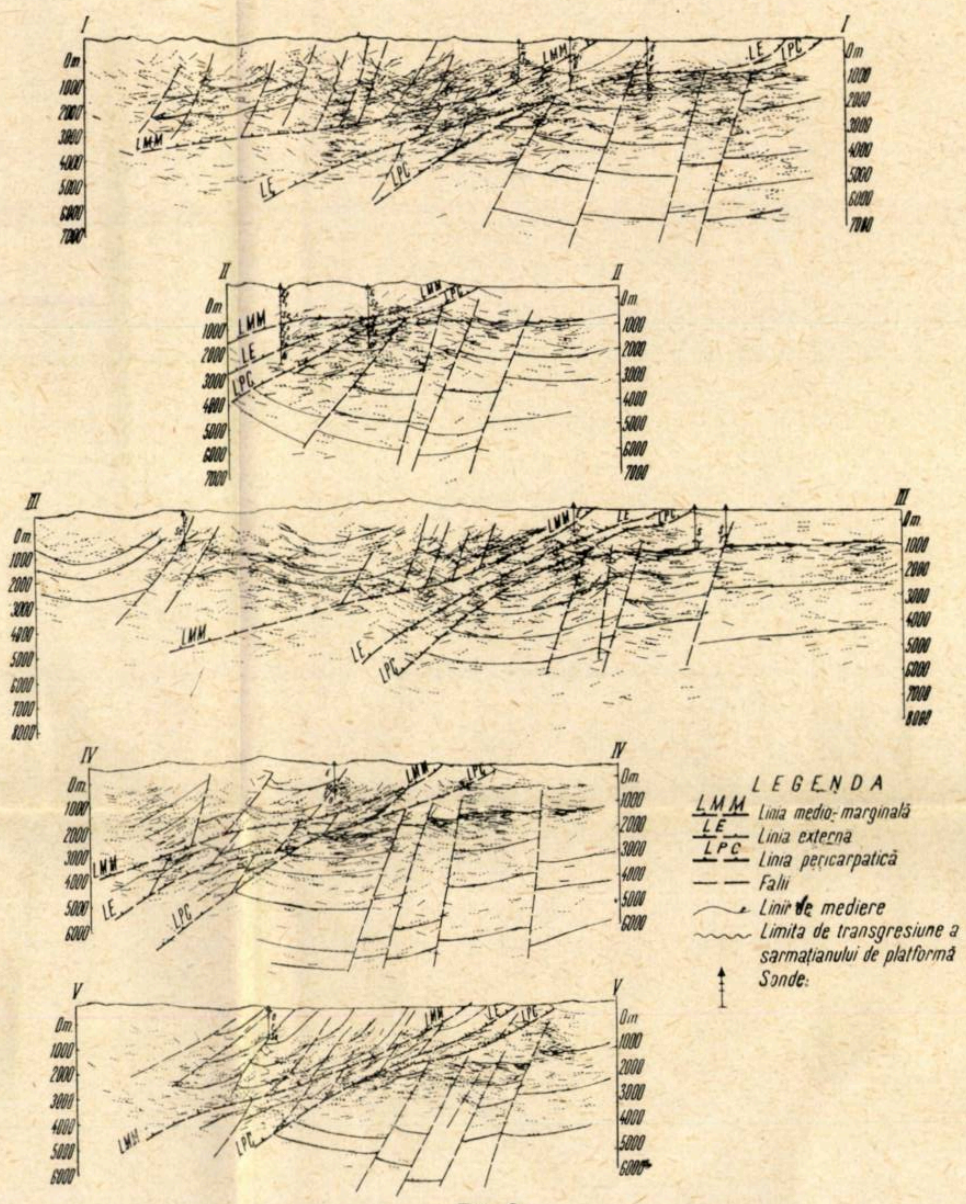


Fig. 2.

O. Dicea și colab. – Tectonica de adîncime a zonei flișului extern și zonei neogene

Pe secțiunile construite și interpretate geologic se evidențiază încălecările succesive ale unităților medio-marginală, externă și pericarpatică, peste Platforma Moldovenească. Cea mai mare avansare o are unitatea medio-marginală.

Falia pericarpatică în evoluția sa a avut un dublu rol, inițial pe ea producîndu-se căderea compartimentului vestic, ulterior ridicarea și împingerea acestuia spre est.

În unitățile de fliș s-a confirmat stilul tectonic în cute falii și solzi.

La marginea vestică a platformei se dezvoltă o depresiune cu depozite paleozoice și jurasice, care începînd din cretacicul inferior a făcut corp comun cu platforma, lărgind astfel domeniul vorlandului.

Se demonstrează existența unei depresiuni epiplatformice care ar face legătura dintre Depresiunea Lvov și Depresiunea Bîrladului.

Marginea vestică a platformei este afectată de falii longitudinale, după care se produce afundarea spre vest.

Harta structurală la nivelul reflecției caracteristice și materialul seismic de pe secțiuni indică marea extindere a platformei spre vest, sub unitățile șariate.

Primită la redacție la 7 iulie 1966

BIBLIOGRAFIE

1. I. Băncilă, *Sur la tectonique des Carpathes Orientales.* Congr. al VII-lea al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice, partea I, Sofia, 1965, p. 257.
2. I. Băncilă, E. Hristescu, *Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului, Carpații Orientali.* Comunicări științifice, Secția. III, Tectonica, Congr. al V-lea al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice 4—19 sept. 1961, București, 1963.
3. T. Joja, *Structura geologică a flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei.* D. S. Com. Geol., XXXVIII (1954).

COMPARAREA NIVELULUI ABSOLUT AL ÎNREGISTRĂRILOR VARIAŢIILOR GEOMAGNETICE LA OBSERVATOARELE SURLARI (REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA) ŞI PANAGHIURISCE (R. P. BULGARIA)

DE

A. SOARE şi VL. ŞTEFLEA

Necesităţile ridicate atît de aspectul colaborării internaţionale între observatoarele magnetice cît şi de problemele corelării ridicărilor magnetice naţionale în scopul integrării acestora în hărţile magnetice mondiale au condus la efectuarea de măsurători de legătură între Observatorul Surlari şi observatoarele unor ţări vecine.

În cadrul acestei acţiuni, autorii au executat măsurători magnetice de legătură între Observatoarele Surlari şi Panaghiurisce, în luna septembrie 1964.

Pentru măsurători au fost folosite aparatele utilizate în cadrul ridicărilor magnetice pentru hărţile României, constînd din teodolitul Askania nr. 305 213, cu inductor terestru şi un dispozitiv HTM.

S-au executat măsurători la Observatorul Surlari în zilele de 29 şi 30 august, la Observatorul Panaghiurisce în zilele de 3, 4, 11 şi 12 septembrie, şi din nou la Surlari în zilele de 17 şi 18 septembrie, pentru control şi închidere.

Metoda de măsură a fost cea obişnuită, pentru reducerile de variaţie diurnă utilizîndu-se magnetogramele observatoarelor respective. Declinaţia a fost măsurată cu ajutorul declinometrului cu fir; pentru componenta orizontală au fost efectuate măsurători atît cu teodolitul magnetic, prin metoda Gauss (oscilaţii şi deviaţii), cît şi cu aparatul HTM, iar înclinaţia a fost măsurată cu inductorul terestru.

După prelucrarea datelor de măsură şi aplicarea reducerilor corespunzătoare, prin intermediul înregistrărilor au fost calculate valorile bazelor D, H şi Z.

Rezultatele medii obţinute, prezentate în tabela următoare, indică diferenţele găsite între nivelul absolut al bazelor înregistrărilor, aşa cum apar din compararea valorilor măsurate şi calculate folosind constantele aparatelor determinate la Observatorul Surlari, cu valoarea stabilită şi utilizată de Observatorul Panaghiurisce.

ΔD	ΔI	ΔH	ΔZ
$D_{Su}-D_{Pa}=-0{,}4'$	$I_{Su}-I_{Pa}=-0{,}3'$	$H_{Su}-H_{Pa}=-39{,}5\gamma$	$Z_{Su}-Z_{Pa}=-76\gamma$

Împrăştierile maxime ale valorilor măsurate faţă de valoarea medie adoptată sînt: $\pm 0{,}4'$ pentru D, $\pm 0{,}3'$ pentru I, $\pm 10\ \gamma$ pentru H măsurat cu teodolitul magnetic şi $\pm 2\ \gamma$ pentru H măsurat cu aparatul HTM.

T. C ERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 4 NR. 2 p. 395–396 Bucureşti 1966

Diferenţele mai mari găsite pentru ΔH şi ΔZ reprezintă o nouă confirmare a faptului, stabilit experimental anterior prin măsurători de legătură cu alte observatoare, că baza H la Observatorul Surlari era coborîtă, la data măsurii, cu aproximativ 40 γ faţă de valoarea absolută reală. În mod corespunzător, baza Z în calculul căreia intervine valoarea bazei H, era şi ea coborîtă cu aproximativ 70 γ.

Rezultatele obţinute prin aceste măsurători de legătură au servit la punerea în concordanţă a valorilor bazelor înregistrărilor şi vor permite stabilirea constantelor de legătură ce trebuie utilizate pentru racordarea măsurătorilor magnetice ale celor două ţări.

REVISTE PUBLICATE IN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE,

SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

1967 FEB 10

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

M. A. ELIAȘEVICI, **Spectroscopia atomică și moleculară** (traducere din l. rusă), 1966, 1038 p., 62 lei.

R. V. DENTSCH, **Teoria magnetohidrodinamică în fizica plasmei**, 1966, 546 p., 29 lei.

I. CUCUREZEANU, **Laseri**, 1966, 269 p., 12 lei.

I. URSU, **Rezonanța electronică de spin**, 1965, 413 p., 32 lei.

F. CIORĂSCU și M. ONCESCU, **Detectarea și măsurarea radiațiilor nucleare**, 1964, 227 p., 17 lei.

CORNELIA MOȚOC, **Acțiunea radiațiilor nucleare asupra corpului solid**, 1964, 196 p., 8,25 lei.

E. BĂDĂRĂU și M. GRUMĂZESCU, **Bazele acusticii moderne**, 1961, 508 p., 25 lei.

Z. GABOS, D. MANGERON și I. STAN, **Fundamentele mecanicii**, 1962, 388 p., 17,50 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din România**, 1961, 196 p.+17 pl., 13,75 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și MARIA PENEȘ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p.+1 p'., 6,10 lei.

AMALIA SZŐKE și LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borșa, Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic**, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOFIZ. TOM. 4 NR. 2 P. 251—396
BUCUREȘTI 1966

I. P. I. — c. 3922

43 867

Lei 25. —